



Evolution géodynamique du domaine Est Téthysien (Asie du Sud Est) du Permien supérieur au Trias supérieur : études des bassins sédimentaires et des séries volcano-sédimentaires associées

Camille Rossignol

► To cite this version:

Camille Rossignol. Evolution géodynamique du domaine Est Téthysien (Asie du Sud Est) du Permien supérieur au Trias supérieur : études des bassins sédimentaires et des séries volcano-sédimentaires associées. Sciences de la Terre. Université de Rennes, 2014. Français. NNT : 2014REN1S142 . tel-01238608

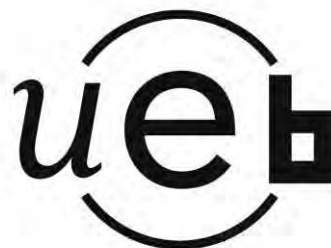
HAL Id: tel-01238608

<https://theses.hal.science/tel-01238608>

Submitted on 6 Dec 2015

HAL is a multi-disciplinary open access archive for the deposit and dissemination of scientific research documents, whether they are published or not. The documents may come from teaching and research institutions in France or abroad, or from public or private research centers.

L'archive ouverte pluridisciplinaire **HAL**, est destinée au dépôt et à la diffusion de documents scientifiques de niveau recherche, publiés ou non, émanant des établissements d'enseignement et de recherche français ou étrangers, des laboratoires publics ou privés.



THÈSE / UNIVERSITÉ DE RENNES 1
sous le sceau de l'Université Européenne de Bretagne

pour le grade de
DOCTEUR DE L'UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Mention : Sciences de la Terre

Ecole doctorale Sciences de la Matière

présentée par

Camille Rossignol

Préparée à l'unité de recherche UMR 6118
Géosciences Rennes
Université de Rennes 1

**Evolution géodynamique
du domaine Est
Téthysien (Asie du Sud
Est) du Permien
supérieur au Trias
supérieur : étude des
bassins sédimentaires et
des séries volcano-
sédimentaires associées**

**Thèse soutenue à Rennes
le 5 décembre 2014**

devant le jury composé de :

Frédéric FLUTEAU

Professeur, Institut de Physique du Globe de Paris / *rapporteur*

Jacques MALAVIEILLE

Directeur de Recherche, Géosciences Montpellier / *rapporteur*

Françoise ROGER

Chargée de Recherche, Géosciences Montpellier / *examinatrice*

Marc JOLIVET

Chargé de Recherche, Géosciences Rennes / *examineur*

Olivier DAUTEUIL

Directeur de Recherche, Géosciences Rennes / *examineur*

Laurie BARRIER

Maitre de Conférences, Institut de Physique du Globe de Paris /
examinatrice

Sylvie BOURQUIN

Directrice de Recherche, Géosciences Rennes /
directrice de thèse

Marie-Pierre DABARD

Maitre de Conférences, Géosciences Rennes / *co-
directrice de thèse*

RÉSUMÉ - ABSTRACT

Le Permien et le Trias (ca. 300 à 200 Ma) sont caractérisés par une réorganisation globale de la dynamique des enveloppes externes de la Terre. En particulier, la biosphère traverse l'un de ses plus profonds renouvellements à la transition entre le Permien le Trias. L'évaluation du rôle du domaine Est Téthysien (actuelle Asie du Sud Est) dans les perturbations des enveloppes externes est mal établie en raison d'une mauvaise compréhension de son évolution paléogéographique au Permien et au Trias.

Des éléments nouveaux sur la paléogéographie et l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien ont été déduits d'analyses sédimentologiques, géochronologiques et géochimiques réalisées dans les bassins sédimentaires de Luang Prabang (Laos), Sam Nua et Song Da (Nord du Vietnam). Ces études ont montré qu'un ensemble continental majeur du domaine Est Téthysien, le bloc Indochine, est bordé par deux zones de subduction au Permien supérieur et au Trias inférieur. A partir du Trias moyen, le bloc Indochine entre en collision avec le bloc Chine du Sud tandis que le fonctionnement de l'autre zone de subduction, au niveau du Bassin de Luang Prabang, se poursuit jusqu'au Trias supérieur.

Les arcs magmatiques liés à la présence des zones de subductions représentaient alors probablement des reliefs topographiques importants dans une zone située à faible latitude. La présence d'un écosystème continental relativement diversifié au Trias inférieur dans le Bassin de Luang Prabang suggère que ces reliefs aient pu constituer des zones refuges favorables au maintien et/ou au renouvellement de la biosphère lors de la crise biologique permo-triasique.

The Permian and the Triassic (ca. 300 to 200 Ma) are characterized by a global change that has impacted the hydrosphere, the atmosphere and especially the biosphere that has underwent one of its biggest crisis at the permian-triassic boundary. Assessing the role of the East Tethyan domain (present day South East Asia) in the reorganization of the biosphere is hampered by a poor understanding of its paleogeographic evolution.

Examination of the Luang Prabang Basin (Laos) Sam Nua and Song Da Basin (Vietnam) using sedimentological, geochronological and geochemical analysis brings new information about the geodynamic evolution of the Indochina block. These studies revealed the existence of two subduction zones bordering the Indochina block during the Late Permian and the Early Triassic, followed by a collision of the South China block with the Indochina block during the Middle Triassic while the other subduction zone was still active up to the Late Triassic.

The magmatic arcs related to the subduction zones might have represented important topographic heights in an area located at a low latitude. The occurrence of a rather diversified continental ecosystem in the Luang Prabang Basin during the Lower Triassic suggests that these topographic heights could have formed a refuge zone suitable to the maintaining and/or the recovery of the biosphere during or slightly after the permian-triassic biotic crisis.

REMERCIEMENTS

Chaque thèse possède sa propre histoire qui débute généralement par un stage de Master. Bien que cette thèse ne déroge pas à cette règle, les travaux présentés dans ce manuscrit n'ont pas commencé avec mon propre stage mais avec celui de l'un de mes collègues de promotion, Sébastien Blanchard. C'est donc lui qui m'a initié le premier, lors de notre Master, à la géologie du Permien et du Trias de l'Asie du Sud Est. Je tiens donc à remercier chaleureusement Sébastien pour sa participation, ses conseils puis ses encouragements aux travaux qui sont présentés ici.

Je souhaite également adresser un grand merci à Sylvie Bourquin et Marie-Pierre Dabard, qui m'ont d'abord proposé ce sujet, puis m'ont encadré, conseillé et encouragé durant ces trois années. Merci également d'avoir trouvé le bon équilibre en m'ayant laissé divaguer dans le dédale permo-triasique du domaine Est Téthysien tout en évitant de m'y perdre ou de trop m'y éparpiller. Je vous suis également reconnaissant d'avoir su me diriger vers de nombreux interlocuteurs et interlocutrices pour chacune des méthodes employées dans ce travail et pour lesquelles vous n'êtes pas vous-même spécialistes. A ce titre, je tiens à adresser des remerciements appuyés à Erwan Hallot et Marc Poujol, qui ont contribué de manière importante à la réalisation de ces travaux. Erwan a été un interlocuteur essentiel, entre-autre, pour la partie « volcanique » des dépôts volcano-sédimentaires. Les datations réalisées sur ces roches, qui constituent également une partie substantielle de ce travail, n'auraient pas pu être obtenues sans la participation, l'aide et les conseils précieux que Marc m'a apportés. Un grand merci, donc, à tous les deux pour votre investissement dans ce travail.

Je souhaiterais ensuite remercier l'ensemble des membres du jury, Frédéric Fluteau, Jacques Malavieille, Françoise Roger, Marc Jolivet, Olivier Dauteuil et Laurie Barrier, qui ont accepté de lire, corriger, et m'ont fait part de leurs commentaires et de leurs critiques sur ce travail. Merci pour l'intérêt que vous y avez porté, pour les diverses discussions que nous avons eues et pour celles que nous aurons sans doute encore.

Les travaux présentés dans ce manuscrit ont porté sur une zone géographique qui correspond à l'actuelle Asie du Sud Est, où deux missions de terrains ont été réalisées dans le cadre de cette thèse. Ces missions, bien que relativement courtes, ont permis diverses rencontres et collaborations scientifiques. Une mission en Chine, dans le Guizhou, a été l'occasion de rencontrer et de discuter avec des collègues de l'Université de Wuhan : Yu Jianxin, Zhang Wei, Shi Xiao et Chu Dao Liang. Cette mission m'a également permis de rencontrer Jean Broutin (ainsi que Colette Broutin), du Muséum National d'Histoire Naturelle de Paris, qui nous ont accueilli et guidé sur le terrain.

Pour la seconde mission de terrain à laquelle j'ai participé, nous avons bénéficié de l'aide de Françoise Roger et de Henri Maluski (Géosciences Montpellier), et nous

avons été guidés par Nhat Truong Doan, Nguyen Dinh Huu (qui nous a par ailleurs fourni une traduction en anglais de l'une de ses études publiées en Vietnamien) et Tô Thị Sâm.

Je tiens donc à remercier l'ensemble de ces personnes pour l'aide qu'elles nous ont fournie sur le terrain comme pour les discussions, scientifiques et autres, que nous avons pue avoir.

D'autres personnes ont contribué à ce travail en mettant à disposition leur données, en vérifiant la validité de certains arguments ou encore en ayant réalisé des analyses complémentaires.

Je pense en particulier à Thierry Nalpas et Marc Jolivet, qui m'ont fait part de leurs conseils et leur connaissance des zones étudiées dans cette thèse.

Arnaud Brayard (Biogéosciences Dijon) m'a apporté son aide sur les faunes marines permienues et triasiques décrites dans la littérature ou échantillonnées lors des missions de terrain. Jean Broutin m'a apporté son aide sur les paléoflores décrites au Vietnam ainsi que sur la détermination d'échantillons rapportés de notre mission de terrain au Vietnam. Nour-Eddine Jalil, Bernard Battail, Jean-Sébastien Steyer et Renaud Vacant (Muséum National d'Histoire Naturelle) ont réalisé l'étude des fossiles de vertébrés échantillonnés dans le Bassin de Luang Prabang, au Laos.

François Baudin (Université Pierre et Marie Curie) a analysé la matière organique d'échantillons récoltés lors de la mission de terrain Vietnamienne, dont les résultats se sont malheureusement révélés inexploitable.

Andrew Racey (BG Group) a gracieusement mis à disposition ses données géochimiques concernant diverses formations permienues à crétacés du Nord de la Thaïlande.

Maxime Paisant et Amandine Lauqué ont contribué, à l'occasion de stages d'étude réalisés à Géosciences Rennes, aux séparations de minéraux puis à l'imagerie en cathodoluminescence des zircons de certains échantillons analysés dans ce travail. Françoise Roger a mis à disposition des résultats de datations réalisées sur des granitoïdes du Nord du Vietnam. Kerry Gallagher m'a apporté son aide pour l'utilisation de *Bayes Mix*. Benoît Combes m'a renseigné sur des aspects statistiques nécessaires pour l'analyse des données géochimiques.

En plus des personnes ayant participées aux missions de terrains en Chine et au Vietnam, Guy Désaubliaux et Gautier Daniaux (GDF) ainsi que Marie Olivier m'ont fait profiter de leur expérience et ont contribué à ma formation « de terrain » à l'occasion d'une mission dans le Permien de l'Utah, aux Etats-Unis.

Je tiens également à remercier Gaël Cousin (Université de Pise) et Cyrille Jégourel (INRIA, Rennes) qui m'ont apporté une aide précieuse pour faire face à mes lacunes en mathématique, statistique et programmation. Gaël m'a notamment assisté pour les calculs de limite de détection et m'a expliqué, avec le concours de Cyrille, la notion de distance algébrique. Ces discussions ont abouti à la réalisation de programmes pour comparer les gammes d'âges de zircons détritiques dont l'un est présenté dans ce manuscrit.

Enfin, ce travail n'aurait pas été possible sans les contributions et l'investissement de Yann Le Pagnot (broyage des échantillons) et Xavier le Coz (réalisation des lames minces), les réparations du Frantz (qui n'est pas une personne que je remercie, cela pourrait prêter à confusion !) par Dominique Bavay, l'engagement de Marie-Paule (et Jean) Bertrand ainsi que les nombreuses autres personnes qui assurent les tâches

administratives, l'entretien ou encore la gestion de la bibliothèque et qui ont permis le déroulement de ces travaux dans de bonnes conditions matérielles.

J'adresse donc mes profonds remerciements à l'ensemble de ces personnes pour leur aide et leur contribution à ces travaux de thèse.

Ces trois années de thèse ont aussi été l'occasion de côtoyer, de près ou de loin de nombreuses personnes, à Géosciences Rennes ou en dehors. J'ai notamment retrouvé, sous une autre perspective, ceux et celles qui ont été mes enseignants et enseignantes lorsque j'étais étudiant. Je profite de l'occasion pour leur adresser collectivement mes remerciements pour leur investissement dans les enseignements qu'ils et elles dispensent à l'université.

Ces trois années ont aussi été l'occasion de partager avec les collègues de Géosciences Rennes discussions (scientifiques ou non) et petits à-côtés du laboratoire. Je pense en particulier à Paul et Brendan, mes collègues de bureau, que je tiens à remercier chaleureusement pour ces années. Je remercie également les nombreuses autres personnes (la liste va être un peu longue et je risque d'oublier des personnes, je leur adresse mes excuses par avance) : Marie, Guillaume, Roman, Justine, Sage, Carlos, Miguel, Antoine (s) (ALL et D), Anne-Morwenn, Jean-Pierre, Carole, Sylvia, Laurie, Nikol, Benoît (s) (Q et G), Christophe, Gemma, Thomas, Caroline, Yousseff, Fernando, Loïc, Olivier, Daniel, Régis, Jérôme (s) (L et B), Maya, Charlotte, Hélène, Kostas, Georges, qui m'ont accompagné durant tout ou partie de ces trois ans. D'autres, comme Pierre-Louis, Alain, Eline, Christoff, Gwenaël, Gloria, Justine, Claudine, Fabien, Samuel, Guillaume, Anne-Claire, Stéphane, Clément, Rebecca, sont maintenant partis vers de nouveaux horizons mais ont également agréablement agrémenté les parenthèses du travail au cours de ces trois années.

Pour finir, j'adresse tous mes remerciements à mes proches, famille et ami-e-s, qui m'ont soutenu et encouragé malgré le temps consacré à ce travail, parfois à leur détriment... ainsi qu'aux personnes que j'ai inmanquablement oubliées de citer ici (désolé).

TABLE DES MATIÈRES

RÉSUMÉ - ABSTRACT	2
REMERCIEMENTS.....	4
TABLE DES MATIÈRES.....	8
INTRODUCTION.....	14
1. La Terre au Permien et au Trias.....	15
2. Domaine Est Téthysien – problématique générale	17
3. Organisation du manuscrit	19
CHAPITRE 1	
CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET MODELES D'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU	
DOMAINE EST TETHYSIEN DU PERMIEN AU TRIAS	20
1. Introduction.....	22
2. Contexte géologique	24
2.1. Localisation et âge des complexes ophiolitiques du domaine Est Téthysien.....	26
2.2. Localisation et âge du magmatisme permo-triasique.....	31
2.2.1. Magmatisme intermédiaire et felsique	31
2.2.2. Grande Province Magmatique d'Emeishan	35
2.3. Données structurales et métamorphiques	36
2.4. Paléobiogéographie et paléoenvironnements	37
2.4.1. Paléobiogéographie	37
2.4.2. Paléoenvironnements	39
2.5. Quelques éléments de la géologie post-triasique de l'Asie du Sud Est	40
2.5.1. Failles majeures	40
2.5.2. Discordances jurassiques et crétacées majeures.....	42
3. Modèles d'évolution géodynamique.....	43
3.1. Corrélations entre les limites et configuration des blocs	43
3.2. Pendage des subductions et âge des collisions.....	47
3.3. Localisation de la « branche principale » de la Paléotéthys	50
3.4. Présentation schématique de quelques modèles.....	52
3.4.1. Modèles de type « archipel ».....	52
3.4.2. Modèles de type « réactivations de zones de faiblesse lithosphérique »	55
4. Conclusion	56
CHAPITRE 2	
MÉTHODOLOGIE	60
1. Introduction.....	62
1.1. Démarche.....	62
1.2. Généralités sur les dépôts volcano-sédimentaires.....	63
2. Géochimie	65
2.1. Méthodes analytiques	65
2.2. Diagrammes de discrimination utilisés	65
2.2.1. Fonctionnement des diagrammes	66
2.2.1.1. Roches magmatiques.....	66
2.2.1.2. Roches sédimentaires.....	69
2.2.1.3. Critiques sur les calculs de probabilité.....	70
2.2.2. Evaluation des diagrammes : contexte de subduction versus contexte tardi-orogénique	70

2.2.2.1. Diagrammes pour les roches magmatiques acides (Verma et al., 2013).....	71
2.2.2.2. Diagrammes pour les roches magmatiques intermédiaires (Verma et Verma, 2013)....	72
2.2.2.3. Diagrammes pour les roches silico-détritiques (Verma et Armstrong-Altrin, 2013).....	73
2.2.2.4. Conclusions des tests.....	75
3. Géochronologie U-Pb sur zircon détritique	76
3.1. Principe	76
3.2. Méthodes analytiques	77
3.2.1. Séparations des zircons et biais d'échantillonnage	77
3.2.2. Acquisition des données et biais analytiques.....	79
3.3. Tri et sélection des données	80
3.4. Biais liés aux processus naturels	85
3.5. Représentativité de l'échantillonnage et limites de détection	86
3.5.1. Limite de détection pour un grain	87
3.5.2. Limite de détection pour trois grains	87
3.5.3. Influence du tri et de la sélection des données sur la représentativité de l'échantillonnage	88
3.6. Age maximum de la sédimentation	88
3.7. Comparaison des distributions d'âges	90
3.7.1. Etude des structures des populations de zircons détritiques.....	90
3.7.2. Représentations graphiques des distributions d'âge et comparaison visuelle.....	91
3.7.3. Comparaisons quantitatives des distributions d'âge.....	95
3.7.4. Regroupements hiérarchiques.....	98
3.8. Rapport Th/U et origine des grains.....	100
4. Conclusion	102

CHAPITRE 3

BASSIN DE LUANG PRABANG	104
1. Contexte géologique	107
1.1. Cadre géodynamique régional.....	107
1.2. Contexte stratigraphique	109
2. Etude minéralogique	112
2.1. Formation des Argiles Violettes	112
2.1.1. Faciès non affectés par des processus pédogéniques.....	112
2.1.2. Faciès pédogéniques.....	113
2.2. Formation des Argiles Rouges	114
2.2.1. Roches volcano-sédimentaires	114
2.2.2. Galet andésitique.....	115
2.3. Formation des Tuffites de Luang Prabang.....	117
2.3.1. Roches volcano-sédimentaires	117
2.3.2. Galets de roches volcaniques.....	118
2.4. Unité des Roches Mafiques.....	120
2.4.1. Basaltes.....	120
2.4.2. Roches volcano-sédimentaires	120
3. Géochronologie U-Pb sur zircon.....	123
3.1. Résultats	123
3.1.1. Formation des Argiles Violettes	123
3.1.2. Formation des Argiles Rouges	128
3.1.2.1. Roches volcano-sédimentaires.....	128
3.1.2.2. Galet andésitique	131
3.1.3. Formation des Tuffites de Luang Prabang.....	133
3.1.3.1. Roches volcano-sédimentaires.....	133
3.1.3.2. Roches volcaniques	136
3.1.4. Unité des Roches Mafiques	140
3.1.5. Synthèse des résultats	142
3.2. Ages maximums de la sédimentation et durée du volcanisme	143
3.2.1. Mise en évidence et caractérisation du volcanisme syn-sédimentaire.....	143
3.2.1.1. Mise en évidence du volcanisme syn-sédimentaire dans le Bassin de Luang Prabang	143
3.2.2. Echelle de temps du remaniement	146

3.2.2. Durée du volcanisme dans le Bassin de Luang Prabang.....	150
3.3. Comparaison des distributions d'âges	152
3.3.1. Investigations préliminaires : comparaison des différentes méthodes employées.....	152
3.3.1.1. Comparaison des notions de distance.....	152
3.3.1.2. Comparaison des algorithmes de regroupement.....	154
3.3.2. Application : corrélations stratigraphiques.....	156
4. Analyses géochimiques	158
4.1. Caractérisation de l'altération	159
4.2. Caractéristiques géochimiques	160
4.2.1. Roches magmatiques.....	160
4.2.1.1. Généralités.....	160
4.2.1.2. Roches volcaniques de l'Unité des Roches Mafiques.....	164
4.2.1.3. Roches volcaniques des formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang.....	166
4.2.2. Roches sédimentaires	167
4.3. Diagrammes de discrimination géodynamique.....	169
4.3.1. Roches magmatiques.....	169
4.3.2. Roches sédimentaires	174
 CHAPITRE 4	
BASSINS DE SAM NUA ET SONG DA	179
1. Cadre géologique	182
1.1. Cadre géodynamique.....	182
1.2. Cadre stratigraphique	184
1.2.1. Bassin de Sam Nua.....	184
1.2.2. Bassin de Song Da	186
2. Bassin de Sam Nua.....	188
2.1. Etude sédimentologique	190
2.1.1. Formation de Dong Trau	190
2.1.1.1. Description.....	190
2.1.1.2. Interprétation	193
2.1.1.3. Rhyolites interstratifiées	193
2.1.2. Formation de Suoi Bang inférieure.....	194
2.1.2.1. Description.....	194
2.1.2.2. Interprétation	200
2.1.3. Formation de Suoi Bang supérieure.....	201
2.2. Géochronologie U-Pb sur zircon	202
2.2.1. Résultats.....	202
2.2.1.1. Formation de Dong Trau.....	202
2.2.1.2. Formation de Suoi Bang inférieure	206
2.2.2. Synthèse des résultats	212
2.2.3. Ages maximums de la sédimentation et âge de la discordance.....	212
2.2.4.1. Formation de Dong Trau	214
2.2.4.2. Formations de Suoi Bang inférieure et supérieure	214
2.3. Discussion	216
2.3.1. Evolution des environnements de dépôt	216
2.3.2. Coupe du Bassin de Sam Nua.....	218
3. Bassin de Song Da	220
3.1. Etude sédimentologique	222
3.1.1. Formations de Cam Thuy et Vien Nam.....	222
3.1.2. Formation de Yen Duet.....	224
3.1.3. Formation de Hua Tat.....	224
3.1.3.1. Description.....	225
3.1.3.2. Interprétation	228
3.1.4. Formation de Pa Khom et de Dong Giao	228
3.2. Géochronologie U-Pb sur zircon	229
3.2.1. Résultats.....	229

3.2.2. Synthèse des résultats	235
3.2.3. Ages maximums de la sédimentation et âge de la discordance.....	235
3.3. Discussion	238
3.3.1. Evolution des environnements de dépôt	238
3.3.2. Coupes du Bassin de Song Da	239
3.3.2.1. Coupe de Mai Son	239
3.3.2.2. Coupe de Muong Khen	239
3.3.2.3. Coupe de Bac Phong	241
3.3.2.4. Coupe de Son La	242
3.3.3. Comparaison avec le Bassin de Sam Nua	242
4. Contexte géodynamique.....	243
4.1. Bassin de Sam Nua.....	243
4.1.1. Caractéristiques géochimiques.....	244
4.1.2. Diagrammes de discrimination géodynamique	248
4.1.3. Conclusion : contexte géodynamique du Bassin de Sam Nua	251
4.2. Bassin de Song Da	252
4.2.1. Caractéristiques et affinités géochimiques.....	252
4.2.2. Conclusion : contexte géodynamique du Bassin de Song Da	255
CHAPITRE 5	
DISCUSSION.....	257
1. Evolution géodynamique de la marge Nord du bloc Indochine.....	259
1.1. Evolution géodynamique des bassins de Sam Nua et Song Da.....	259
1.2. L'orogénèse Indosinienne	265
2. Evolution géodynamique de la marge Ouest du bloc Indochine	266
2.1. Evolution géodynamique du Bassin de Luang Prabang.....	266
2.2. Existence de la suture de « Nan Uttaradit – Luang Prabang » ?	269
2.3. Contexte d'arc ou extension tardi-orogénique ?	270
2.4. Proposition de modèles géodynamiques pour le Bassin de Luang Prabang au Trias ..	271
2.4.1. Modèle d'évolution en contexte d'arc.....	271
2.4.2. Modèle d'évolution en contexte d'extension tardi-orogénique	276
3. Synthèse.....	278
3.1. Tentative de modèle simplifié d'évolution du domaine Est Téthysien du Permien supérieur au Trias supérieur.....	278
3.2. Comparaison avec les autres modèles d'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien.....	280
4. Influence de l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien sur la dynamique de la biosphère au Trias	283
4.1. Introduction	284
4.2. Geological setting.....	284
4.3. Methods and results.....	285
4.3.1. Fossil taxonomy	285
4.3.2. U-Pb zircon geochronology	287
4.3.2.1. Sample LP 03	287
4.3.2.2. Sample LP 05	288
4.3.2.3. Sample LP 100	288
4.4. Discussion	289
4.4.1. Fossil ages and biostratigraphic implications	289
4.4.2. Paleobiogeographic and paleoecological implications	291
CONCLUSION.....	293
BIBLIOGRAPHIE	299
ANNEXES	325
Annexe 1. Introduction et Chapitre 1.....	327
Annexe 1.0. Carte de l'Asie du Sud Est.....	327

Annexe 1.1. Compilation des âges U-Pb sur zircon en Asie du Sud Est entre le Permien inférieur et le Trias supérieur	328
Annexe 2. Chapitre 2	329
Annexe 2.1. Limites de détection et incertitudes sur les analyses géochimiques	329
Annexe 2.2. Fiabilité de quelques diagrammes géochimiques usuels	331
Annexe 2.3. Résultats des tests des diagrammes de Verma et al. dans différents contextes tectoniques	333
Annexe 2.4. Ages des standards secondaires	335
Annexe 2.5. Calcul des concentrations en U, Th et Pb dans les zircons analysés	335
Annexe 2.6. Non respect de l'inégalité triangulaire par les pseudo-distances 1-similarité et 1-recouvrement	336
Annexe 2.7. Programme utilisé pour comparer les distributions d'âges	337
Annexe 2.8. Biais naturels et analytiques dans les distributions d'âges	337
2.8.1. Stratégie d'échantillonnage et distribution d'âge	337
2.8.2. Corrélations stratigraphiques à partir des distributions d'âge	338
Annexe 3. Chapitre 3	339
Annexe 3.1. Late Triassic volcanic activity in South-East Asia: New stratigraphical, geochronological and paleontological evidence from the Luang Prabang Basin (Laos)	339
Annexe 3.2. Résultats analytiques des datations LA-ICP-MS – Bassin de Luang Prabang ..	359
Annexe 3.3. Données géochimiques – Bassin de Luang Prabang	375
Annexe 3.4. Anomalies en Cérium et mobilité des Lanthanides	377
3.4.1. Origine des anomalies en Cérium	377
3.4.2. Mobilité différentielle des Lanthanides	380
3.4.3. Altération de surface et caractère adakitique	382
Annexe 4. Chapitre 4	385
Annexe 4.1. Résultats analytiques des datations LA-ICP-MS – Bassins de Sam Nua et de Song Ma	385
Annexe 4.2. Données géochimiques – Bassins de Sam Nua et Song Da	405
Annexe 5. Chapitre 5	406
5.1. Sample location	406
5.2. Thin section description	406
5.3. Analytical techniques	407
5.4. Table S4: analytical results of LA-ICP-MS dating	409
Annexe 6. Analyses géochronologiques – Chine du Sud	417

INTRODUCTION

1. La Terre au Permien et au Trias.....	15
2. Domaine Est Téthysien – problématique générale	17
3. Organisation du manuscrit	19

1. La Terre au Permien et au Trias

La période qui s'étend du Permien¹ (compris entre 300 et 250 Ma) jusqu'au Trias (compris entre 250 Ma et 200 Ma, Figure 1) se caractérise par de profondes modifications de la dynamique des enveloppes externes, concernant à la fois la biosphère, l'atmosphère et l'hydrosphère (e.g. Kidder et Worsley, 2004). L'événement le plus spectaculaire concerne la biosphère dont 80 à 96 % des espèces et 50 % des familles disparaissent à la limite entre le Permien et le Trias (e.g. Benton et al., 2004). Cet événement, qualifié de « crise biologique de la transition Permien-Trias », intervient dans un laps de temps relativement court (peut-être moins de 200 000 ans ; Shen S.-Z. et al., 2011) et affecte l'ensemble de la biosphère (e.g. Weidlich et al., 2003 ; Sahney et Benton, 2008 ; Figure 1D). Le timing et les mécanismes de la récupération post-crise sont largement débattus (e.g. Chen Z.-Q. et Benton, 2012), notamment en raison de l'absence de calibration temporelle dans les paléoenvironnements continentaux (e.g. Rubidge et al., 2013).

Si le ou les éléments déclencheurs de cette crise sont discutés (par exemple, origine volcanique lors de la mise en place de la Grande Province Magmatique de Sibérie ; Kamo et al., 1996 ; Figure 1A), certains facteurs liés à la réorganisation de la dynamique des enveloppes externes sont suspectés d'avoir favorisé cette crise (e.g. Kidder et Worsley, 2004). En effet, la Terre passe du mode *ice house* (période fraîche) au Permien au mode *green house* (période verte) au Trias (e.g. Sun Y. et al., 2012 ; Romano et al., 2012 ; Retallack, 2013 ; Figure 1.C) qui se traduit notamment par la fonte progressive de la calotte glaciaire existant au début du Permien (e.g. Rygel et al., 2008 ; Haq et al., 2008 ; Figure 1.B). Ces changements climatiques sont accompagnés de variations de la composition de l'atmosphère (Bernier et al., 2005 ; Breeker et al., 2010) qui ont probablement une influence à la fois sur la disparition des espèces et sur la récupération des écosystèmes après la crise biologique Permo-Triasique (e.g. Knoll et al., 2007). L'ensemble de ces bouleversements font du Permien et du Trias des périodes clefs pour l'étude des réponses écosystémiques à des variations climatiques sur différentes échelles de temps (e.g. Gastaldo et al., 1996).

¹ L'échelle stratigraphique de référence utilisée tout au long de ce travail est la charte éditée par la commission stratigraphique internationale, version 2013/01 (<http://www.stratigraphy.org/ICSchart/ChronostratChart2013-01.pdf>). Cette échelle stratigraphique est identique, pour le Permien et le Trias, à la dernière version en date de l'échelle stratigraphique publiée en 2014 (v2014/02).

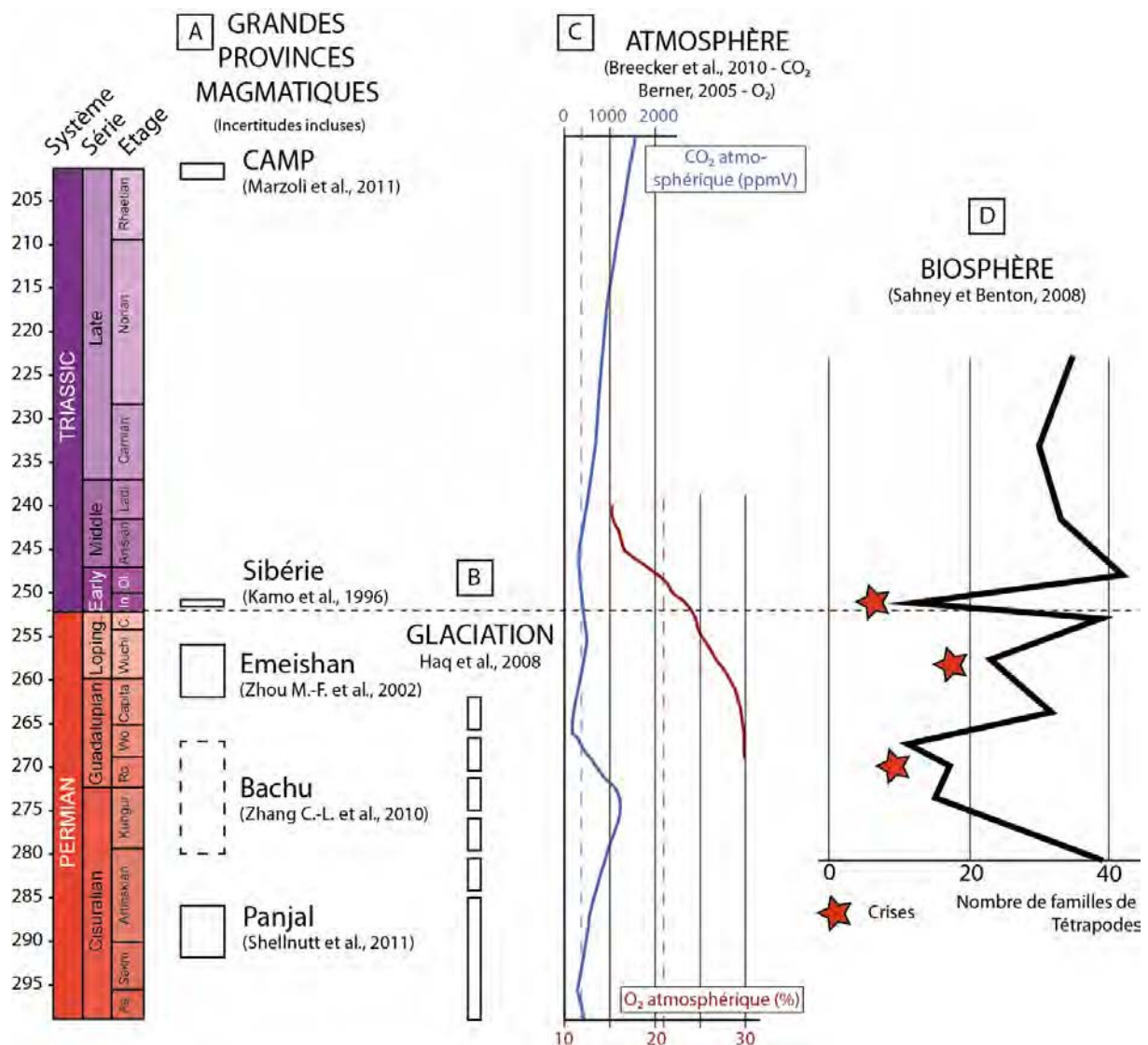


Figure 1. Principaux événements caractérisant l'évolution du manteau (Grandes Provinces Magmatiques) et des enveloppes externes (hydrosphère, atmosphère et biosphère) au Permien et au Trias. L'existence d'un panache mantellique à l'origine de la Grande Province Magmatique de Bachu (en pointillé, diagramme A, également appelée Grande Province Magmatique du Tarim) est incertaine (Zhang C.-L. et al., 2010). CAMP : *Central Atlantic Magmatic Province*. Les lignes en pointillés des graphiques C indiquent les teneurs actuelles en CO₂ et O₂ dans l'atmosphère.

La dynamique des enveloppes externes (atmosphère, hydrosphère, biosphère) est profondément influencée par la répartition des masses continentales. A la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque, l'essentiel des masses continentales est rassemblé en supercontinent, la Pangée (e.g. Rogers et Santosh, 2003 ; Domeier et Torsvik, 2014 ; Figure 2), entourée par deux domaines océaniques : la Panthalassa et la Paléotéthys (Figure 2). Cependant, au Permien comme au Trias, certains fragments continentaux n'étaient pas rattachés au supercontinent de la Pangée, notamment dans la partie Est du domaine Téthysien (Figure 2).

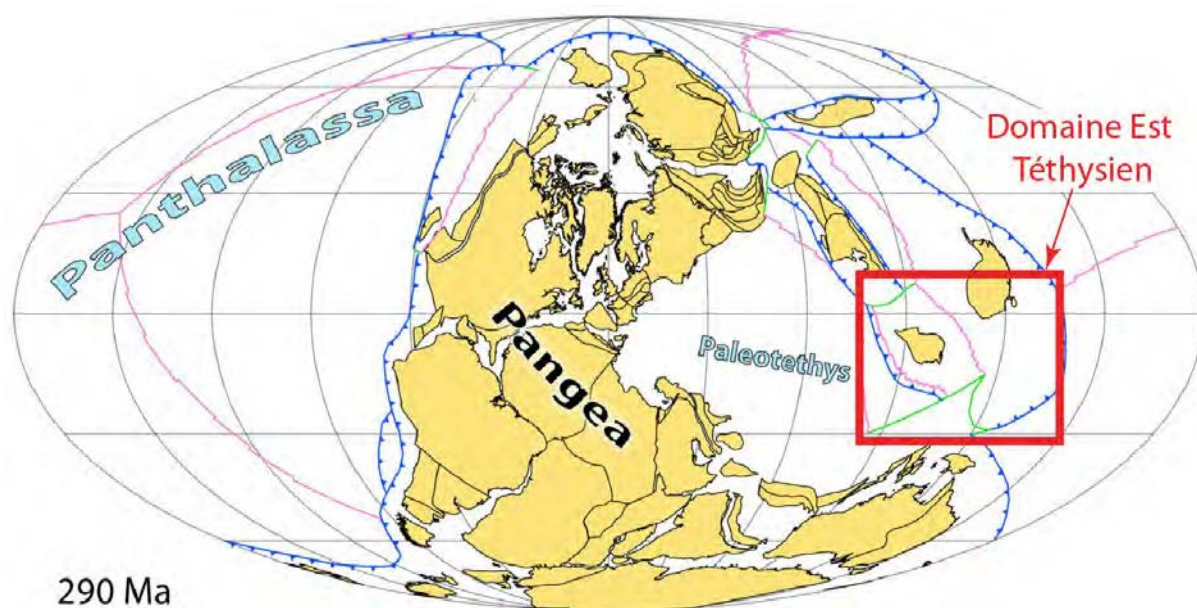


Figure 2. Reconstitution paléogéographique au début du Permien (d'après Domeier et Torsvik, 2014). Les domaines océaniques sont en blanc, les domaines continentaux en jaune. Les traits roses indiquent l'emplacement des dorsales, les traits bleu l'emplacement des zones de subduction (les barbules indiquent le sens des subductions) et les traits verts les failles transformantes. D'autres modèles paléogéographiques ont été proposés dans la littérature et sont traités dans le Chapitre 1.

Si l'évolution paléogéographique du domaine Ouest-Téthysien au Permien et au Trias est relativement bien connue (e.g. Bourquin et al., 2011), ce n'est pas le cas du domaine Est-Téthysien. L'évaluation du rôle du domaine Est Téthysien dans les réorganisations globales de la dynamique des enveloppes externes est compliquée par une compréhension limitée de son évolution paléogéographique au Permien et au Trias.

2. Domaine Est Téthysien – problématique générale

Le domaine Est Téthysien est situé dans une zone correspondant géographiquement à certains pays de l'actuelle Asie du Sud Est, en particulier au Sud de la Chine, au Myanmar (ancienne Birmanie), à la Thaïlande, au Laos et au Vietnam. Une carte de l'Asie du Sud Est est disponible en Annexe 1.0.

La tectonique Cénozoïque de l'Asie en général (Figure 3) et de l'Asie du Sud Est en particulier a fait, et fait toujours, l'objet de nombreuses études (e.g. Tapponnier et al., 1982 ; Zahirovic et al., 2014 ; Jolivet, 2015). L'évolution géodynamique permienne et triasique de l'Asie du Sud Est est également largement discutée. Si le caractère composite (i.e. constitué par une mosaïque de blocs) de ce domaine est reconnu depuis le milieu des années 1970 (Chapitre 1), les composantes de cette mosaïque (les fragments continentaux), leur nombre, leur configuration et l'âge de leurs collisions font l'objet de nombreuses hypothèses (cf. Chapitre 1, Ferrari et al., 2008 ; Carter et Clift, 2008 ; Sone et Metcalfe, 2008 ; Cai J.-X. et Zhang K.-J., 2009 ; Cocks et Torsvik, 2013 ; Domeier et Torsvik, 2014 ; Zaw et al., 2014).

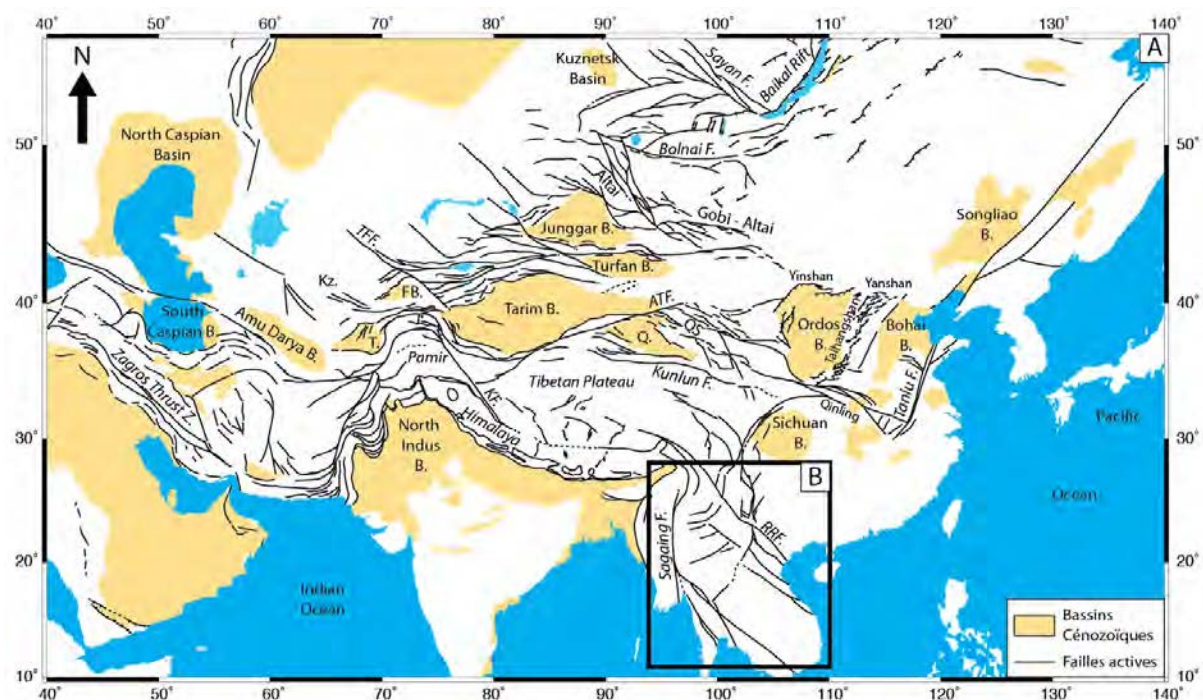


Figure 3. Carte tectonique générale de l'Asie (A) et localisation de la zone étudiée dans ce travail (B ; modifié d'après Jolivet, 2015).

F : Faille ; B : Bassin ; TFF : Faille de Talas Fergana ; KF : Faille du Karakorum ; ATF : Faille de l'Altyn Tagh ; RRF : Faille du Fleuve Rouge ; Kz. : Bassin de Kizilkum ; T. : Bassin Tadjik ; F. : Bassin de Fergana ; Q. : Bassin de Qaidam ; QS : Qilian Shan.

L'origine des débats sur la paléogéographie du domaine Est Téthysien tient essentiellement au fait que les méthodes classiquement employées pour reconstituer la position des continents jusqu'au Jurassique ne sont plus applicables au Permien et au Trias. Ces méthodes sont en effet basées sur l'ajustement de la forme des continents et des anomalies magnétiques portées par la croûte océanique. Or il existe peu de témoins de ces domaines océaniques pour le Permien et le Trias, seules quelques sutures ophiolitiques ont été préservées. L'absence de continuité spatiale entre elles est d'ailleurs l'une des raisons pour laquelle le nombre et la configuration des « pièces » du « puzzle » tectonique Est Téthysien sont discutés.

La reconnaissance de déformations et d'une discordance antérieure au Jurassique inférieur, reliée à une orogénèse dite « Indosinienne », est reconnue de longue date (e.g. Deprat, 1915 ; Blondel, 1929 ; Fromaget, 1929) dans le Nord du Vietnam. Des données géochronologiques et structurales récentes démontrent effectivement l'existence d'un ou plusieurs événements tectono-métamorphiques permo-triasiques dans le Nord du Vietnam (e.g. Lepvrier et al., 1997) et dans l'ensemble de l'Asie du Sud Est (e.g. Crow, 2011 et références associées ; Zaw et al., 2014 et références associées). Ces données ont permis d'affirmer le caractère extrêmement actif, d'un point de vue tectonique, du domaine Est Téthysien au Permien et au Trias, qui tranche nettement avec la vision parfois admise du Trias comme « une Période relativement calme² » dans l'histoire de la Terre (Gradstein et al., 2005). Cela confère au domaine Est Téthysien une importance particulière pour la compréhension des changements globaux qui affectent la dynamique des enveloppes externes pendant ces périodes.

² A propos du Trias : « A relatively quiet period in Earth history » ; p. 271 ; Gradstein et al., 2005.

Ce travail poursuit deux objectifs :

- **Apporter des éléments de réponse sur la paléogéographie et l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien de la fin du Permien à la fin du Trias** en se focalisant sur **l'évolution des environnements préservés dans les bassins sédimentaires de l'Asie du Sud Est**. Ce type d'approche est resté jusque là relativement délaissé, au profit de l'étude des sutures ophiolitiques et de leur corrélation (e.g. Hutchison, 1975 ; Sone et Metcalfe, 2008), de la caractérisation des événements tectono-métamorphiques (e.g. Carter et al., 2001 ; Maluski et al., 2001 ; Lepvrier et al., 2011) et magmatiques (e.g. Barr et al., 2006 ; Hoa et al., 2008a ; Roger et al., 2014).
- Discuter le **rôle potentiel de l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien sur l'évolution de la biosphère depuis la fin du Paléozoïque jusqu'au début du Mésozoïque**.

3. Organisation du manuscrit

Le Chapitre 1 expose les grands traits géologiques de l'Asie du Sud Est pris en compte pour l'élaboration des modèles d'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien au cours du Permien et du Trias. Une comparaison schématique des principaux modèles proposés dans la littérature est présentée. L'importance des bassins sédimentaires permo-triasiques de l'Asie du Sud Est pour la reconstitution de l'évolution géodynamique de cette région est soulignée.

Dans le Chapitre 2, les méthodes mises en œuvre dans cette étude pour l'analyse du bassin laotien de Luang Prabang et des bassins vietnamiens de Sam Nua et Song Da sont développées :

- La sédimentologie de faciès et la caractérisation des grandes discordances pour reconstituer les reliefs et leur évolution,
- La géochimie des roches sédimentaires et des roches volcaniques afin de caractériser les régimes tectoniques sous lesquels se sont formés ces reliefs,
- Les datations U-Pb sur zircons sur les roches sédimentaires et sur les roches volcaniques afin de calibrer temporellement l'évolution des reliefs.

Les Chapitres 3 et 4 présentent, respectivement, les résultats de l'étude du Bassin de Luang Prabang et des bassins de Sam Nua et Song Da.

Le Chapitre 5 propose une interprétation de l'évolution géodynamique de ces trois bassins ainsi qu'un modèle paléogéographique simplifié. Enfin, le rôle potentiel de l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien sur l'évolution de la biosphère est discuté.

CHAPITRE 1

CONTEXTE GÉOLOGIQUE ET MODELES D'EVOLUTION GEODYNAMIQUE DU DOMAINE EST TETHYSIEN DU PERMIEN AU TRIAS

1. Introduction.....	22
2. Contexte géologique	24
2.1. Localisation et âge des complexes ophiolitiques du domaine Est Téthysien.....	26
2.2. Localisation et âge du magmatisme permo-triasique.....	31
2.2.1. Magmatisme intermédiaire et felsique	31
2.2.2. Grande Province Magmatique d'Emeishan	35
2.3. Données structurales et métamorphiques	36
2.4. Paléobiogéographie et paléoenvironnements	37
2.4.1. Paléobiogéographie	37
2.4.2. Paléoenvironnements	39
2.5. Quelques éléments de la géologie post-triasique de l'Asie du Sud Est	40
2.5.1. Failles majeures	40
2.5.2. Discordances jurassiques et crétacées majeures.....	42
3. Modèles d'évolution géodynamique.....	43
3.1. Corrélations entre les limites et configuration des blocs	43
3.2. Pendage des subductions et âge des collisions.....	47
3.3. Localisation de la « branche principale » de la Paléotéthys.....	50
3.4. Présentation schématique de quelques modèles.....	52
3.4.1. Modèles de type « archipel ».....	52
3.4.2. Modèles de type « réactivations de zones de faiblesse lithosphérique »	55
4. Conclusion	56

1. Introduction

Dans les premières reconstitutions paléogéographiques du début du Mésozoïque telle que celle proposée par Wilson (1963), un continent, la Pangée, rassemble l'essentiel des masses continentales (Figure 1.1A). Ce continent est subdivisé en deux ensembles majeurs, la Laurasie³ au Nord et le Gondwana au Sud, partiellement séparés par un océan aujourd'hui disparu, la Téthys⁴. Dans ces reconstitutions (Figure 1.1A), l'Asie du Sud Est appartient au domaine Laurasien.

Les similarités stratigraphiques et paléontologiques observées sur les successions paléozoïques entre la Thaïlande, la Malaisie (Figure 1.1B) et le Gondwana conduisent Ridd (1971) à rattacher l'Asie du Sud Est au Gondwana plutôt qu'à la Laurasie pendant le Paléozoïque et le début du Mésozoïque (Figure 1.1B). Cette réinterprétation implique l'existence d'un domaine océanique entre l'Asie du Sud Est et la Laurasie que Ridd (1971) localise au niveau de la « ceinture de Song Ma » au Nord Ouest du Vietnam.

Hutchison (1975) pointe l'existence, au sein même de l'Asie du Sud Est, de « ceintures ophiolitiques » dont certaines sont mises en place pendant le Paléozoïque et le début du Mésozoïque. La reconnaissance de ces « ceintures ophiolitiques », marquant chacune une ancienne limite de plaque, ouvre la voie à de nouvelles interprétations faisant de l'Asie du Sud Est plusieurs domaines continentaux distincts. Ainsi Mitchell (1981) subdivise l'Asie du Sud Est en quatre blocs⁵ (du Nord Est au Sud Ouest : blocs Chine, Indochine, Ouest de l'Asie du Sud Est, Ouest birman), parmi lesquels trois sont supposés entrer en collision à la fin du Trias (collisions Chine-Indochine et Indochine-Ouest de l'Asie du Sud Est, Figure 1.1C). Ces domaines continentaux sont séparés les uns des autres par des domaines océaniques correspondant à différentes branches de la Paléotéthys (Şengör, 1979, Figure 1.1D).

³ La Laurasie telle que définie actuellement (e.g. Rogers et Santosh, 2003) diffère de la partie Nord de la Pangée de Wilson (1963) car elle n'inclut pas la majeure partie de l'Asie du Sud Est.

⁴ En 1963, l'existence de plusieurs océans en lieu et place de la Téthys (aujourd'hui appelés Paléo-, Méso- et Néotéthys) n'est pas reconnue. Il faut pour cela attendre les travaux de Dewey et al. en 1973.

⁵ NB : ces blocs ont depuis été redéfinis et renommés.

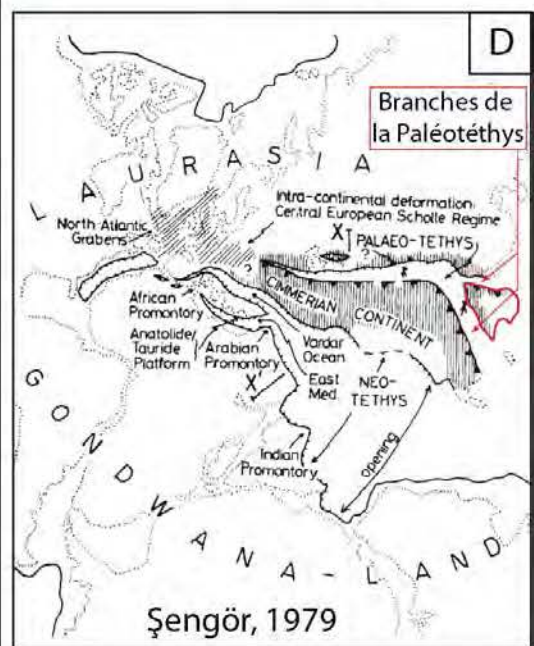
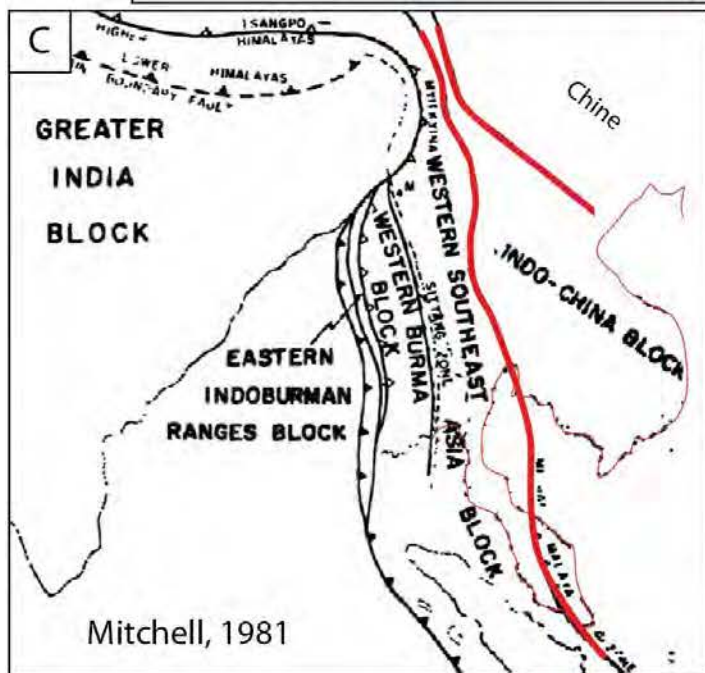
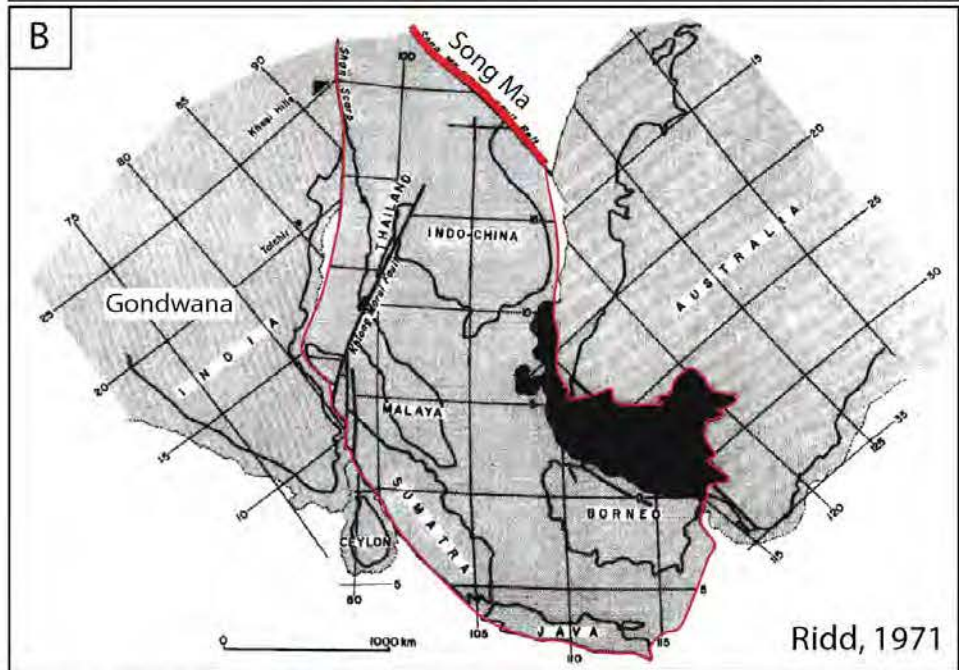
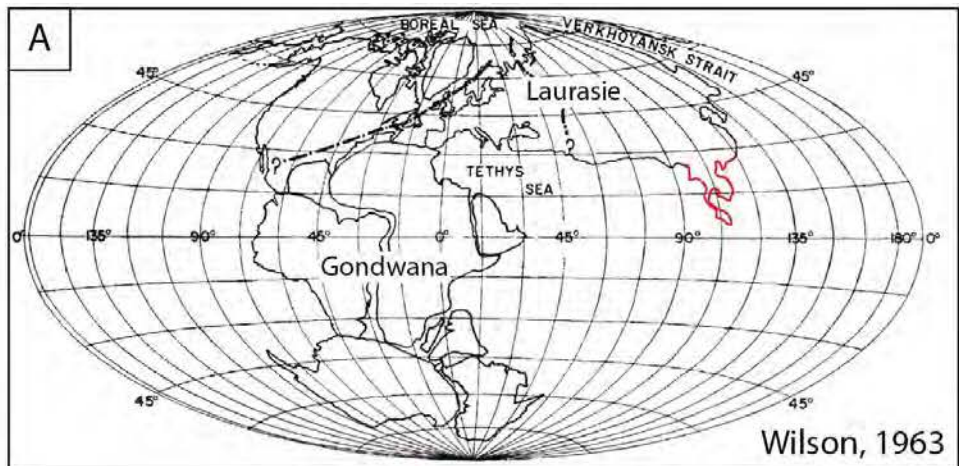


Figure 1.1. Evolution des reconstitutions paléogéographiques du domaine Est Téthysien. La localisation du domaine Est Téthysien est soulignée en rouge.

- A. Wilson, 1963 : reconstitution paléogéographique de la Pangée au début du Mésozoïque.
- B. Ridd, 1971 : reconstitution du domaine Est Téthysien avant la dislocation du domaine Gondwanien de la Pangée. La zone noire correspond au recouvrement entre l'Asie du Sud Est et l'Australie. La « ceinture de Song Ma » est soulignée par un trait épais.
- C. Mitchell, 1981 : l'Asie du Sud Est est composée de plusieurs ensembles continentaux distincts au Paléozoïque dont l'assemblage se fait progressivement au cours du Mésozoïque. Les traits épais indiquent des sutures supposées triasiques.
- D. Şengör, 1979 : mise en évidence de l'existence de la Paléotéthys qui se subdivise en (au moins) deux branches distinctes au niveau du domaine Est Téthysien. La Paléotéthys est un océan distinct de la Téthys au sens de Wilson (1963).

Ainsi, les reconstitutions paléogéographiques successives du domaine Est Téthysien depuis 50 ans montrent l'évolution des idées avec la prise en compte progressive de l'existence d'ensembles continentaux ayant une affinité gondwanienne ainsi que le caractère composite de ce qui constitue actuellement l'Asie du Sud Est. Les bases des modèles paléogéographiques de ce domaine sont donc posées dès le milieu des années 70. Depuis, les débats portent sur les éléments constitutifs du « puzzle » Est Téthysien (nombre et configuration des blocs) et l'âge de leur collision.

Dans les différentes publications les « ensembles continentaux » sont appelés bloc et/ou « *terrane* ». En raison des nombreuses définitions, parfois confuses, du terme « *terrane* »⁶, le terme de bloc a été privilégié dans ce travail. Un bloc est une portion de lithosphère continentale délimitée par des accidents représentant des anciennes limites de (micro)plaques lithosphériques. Ainsi, toutes les limites d'un bloc, qui ne correspondent pas nécessairement à une limite de plaque à un instant donnée, sont :

- soulignées par des ophiolites (i.e. fragments de paléolithosphère océanique) si l'un des blocs de part et d'autre de la limite était constitué de lithosphère océanique,
- marquée par des accidents sans que des ophiolites n'y aient été décrites, soit parce que la totalité de la lithosphère océanique est passée en subduction, soit parce que les ophiolites ont disparues (érosion), soit parce qu'il n'existait pas de lithosphère océanique (frontière de plaque décrochante).

2. Contexte géologique

Depuis la fin des années 70 – début des années 80, le caractère composite du domaine Est Téthysien (e.g. Hutchison, 1975 ; Mitchell, 1981) est reconnu, mais le nombre et la configuration des blocs au Permien et au Trias font, encore aujourd'hui, l'objet de nombreuses discussions. De même, les âges des collisions entre les différents

⁶ « *Terrane* » peut être synonyme de bloc, au sens de « *accreted terrane* » (Dover, 1990). Selon l'extension géographique des blocs considérés, on parle de « *terrane* », microcontinents, continents, « *super terranes* » et enfin supercontinents (Cocks et Torsvik, 2013). « *Terrane* » peut également désigner une entité géologique d'extension régionale dont l'appartenance paléogéographique est incertaine. Dans ce cas, il est en général fait mention de « *suspect terrane* » (e.g. Wang Q. et al., 2014). Ce terme est alors employé au sens de « *terrane* » de Dover (1990) et n'a qu'un sens descriptif. Le terme de « *sub-terrane* » (e.g. Metcalfe, 2013a), à cheval sur les deux définitions, est parfois rencontré. Enfin, le terme « *terrane* » peut avoir une signification particulièrement large. Par exemple, pour Zaw et al. (2014), un « *terrane* » est une « unité tectonique telle qu'un bloc, un massif, une ceinture orogénique ou une microplaque ».

blocs sont également débattus. Des nappes de charriages, initialement décrites par J. Deprat (Deprat, 1915, 1916, 1917 ; voir également Lepvrier, 2010), témoignent d'un épisode de déformations majeures ayant affecté le Nord du Vietnam. Ces déformations sont supposées « anté-ouraliennes » (i.e. Carbonifère supérieur) par Deprat (1916). En 1929, F. Blondel fait état de deux phases de déformation dans le Nord du Vietnam : l'une au Carbonifère inférieur et l'autre au « Trias supérieur-Rhétien », chacune scellée, respectivement, par des dépôts d'âge Ouralien et « Liasique » (i.e. Jurassique inférieur). Les nombreuses données structurales, les données sur le magmatisme et le métamorphisme ou encore sur la paléontologie du Permien et du Trias de l'Asie du Sud Est acquises depuis plus d'un siècle n'ont depuis pas permis d'apporter d'éléments de réponse décisifs quant au nombre, à la configuration et à l'âge des collisions ayant affecté les blocs constitutifs du domaine Est Téthysien.

La Figure 1.2 présente une carte des principales structures de l'Asie du Sud Est. Celles-ci ont fréquemment une histoire polyphasée et leur nature est parfois débattue.

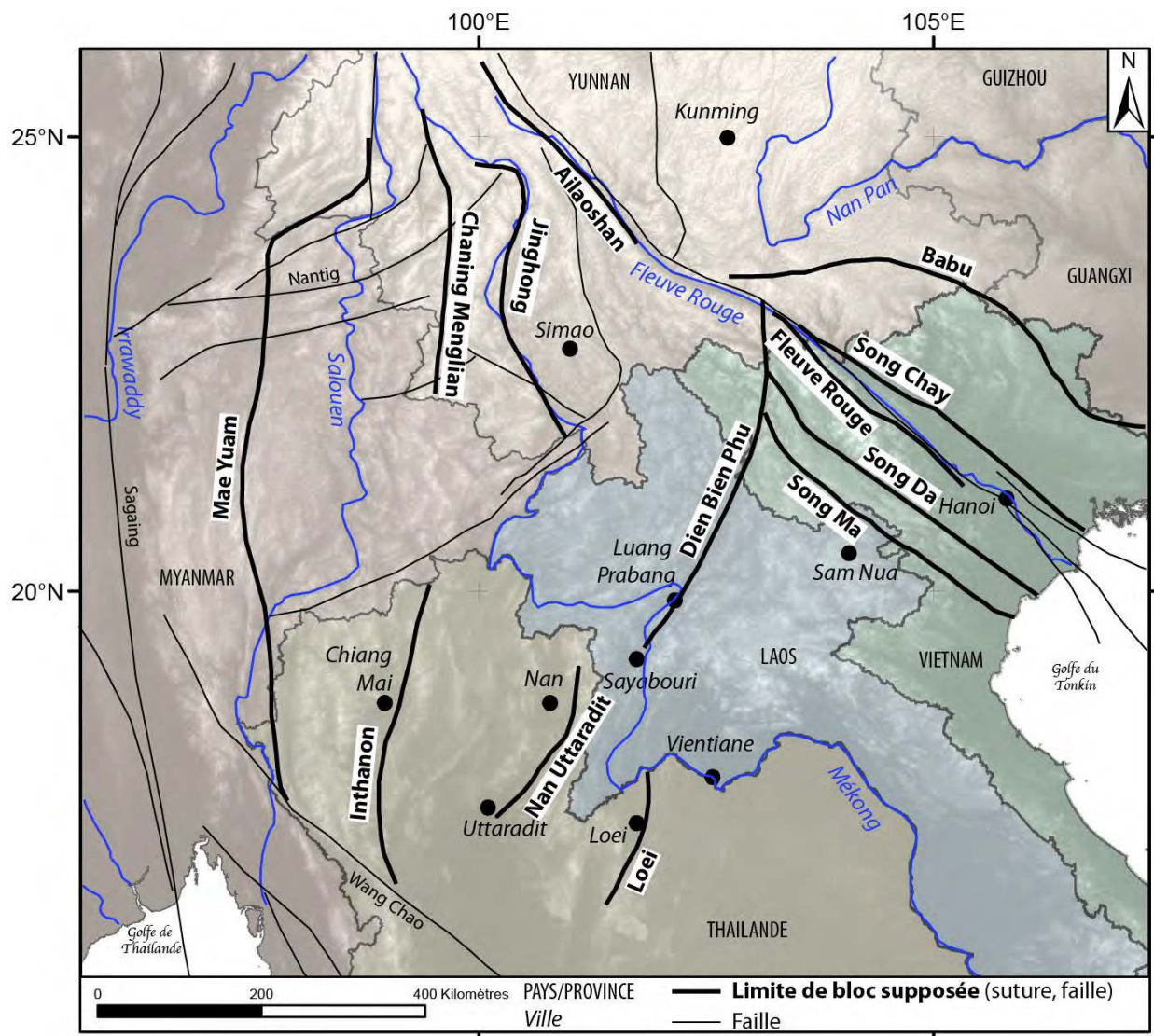


Figure 1.2. Principales structures tectoniques de l'Asie du Sud Est.

2.1. Localisation et âge des complexes ophiolitiques du domaine Est Téthysien

Différents affleurements de portions de paléolithosphère océanique sont répertoriés en Asie du Sud Est (Figure 1.3). Les alignements formés par ces affleurements définissent des sutures ophiolitiques. L'âge de ces sutures est fourni par la biostratigraphie, en datant les sédiments océaniques profonds faisant partie du cortège ophiolitique (e.g. Hutchison, 1975 ; Wakita et Metcalfe, 2005 ; Figure 1.3). L'existence de paléolithosphère océanique est d'ailleurs parfois déduite de la présence de sédiments océaniques profonds telles que des radiolarites (e.g. Wakita et Metcalfe, 2005 ; Sone et Metcalfe, 2008). Ces interprétations ne font cependant pas consensus (e.g. Kamata et al., 2009). La datation des ophiolites peut également être obtenue par différentes méthodes radiométriques. Seuls les âges interprétés comme étant ceux de la cristallisation de la croûte océanique sont répertoriés dans la Figure 1.3.

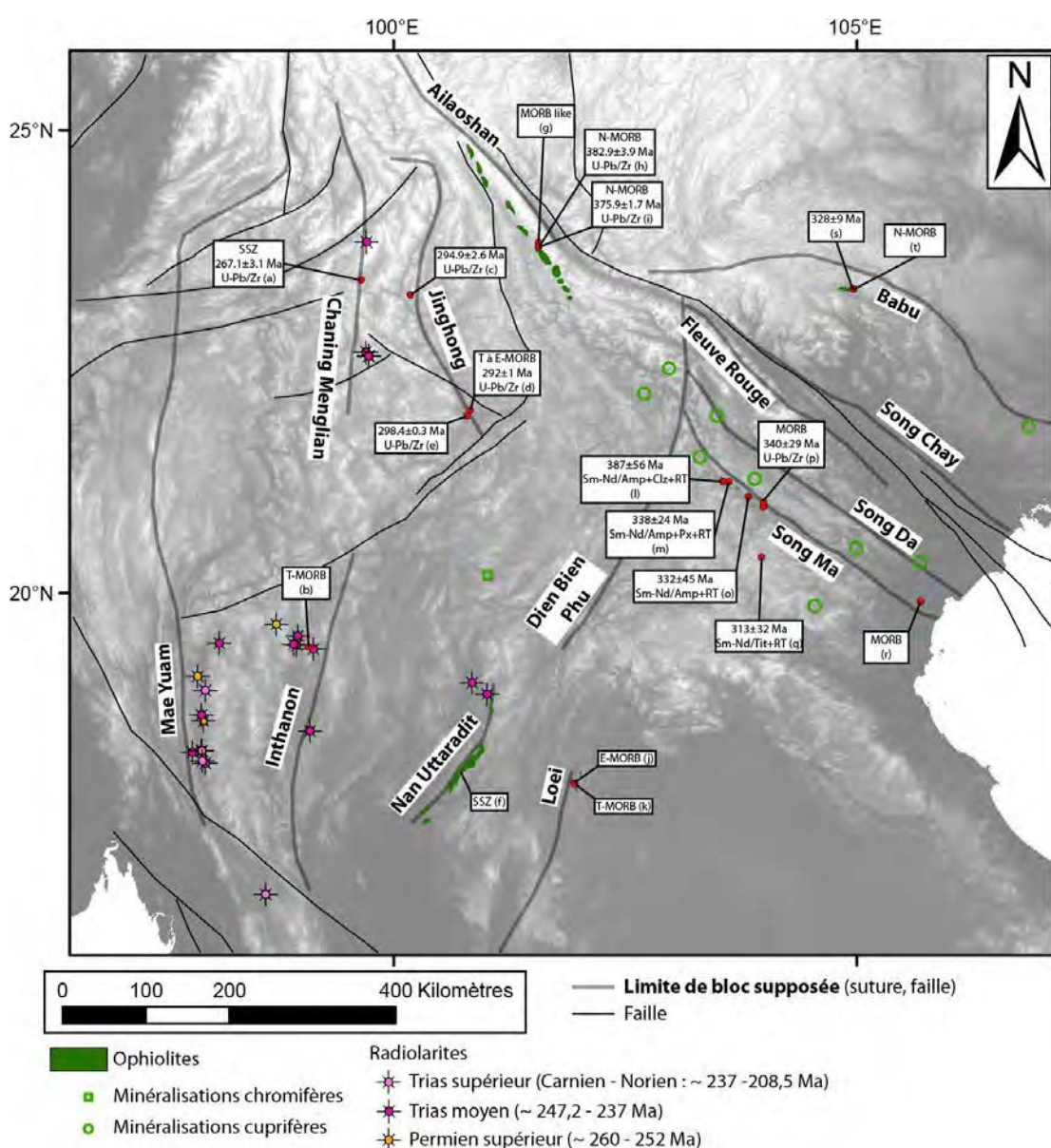


Figure 1.3. Affleurements de roches océaniques pouvant correspondre à des sutures permo-triasiques du domaine Est Téthysien.

Les lettres se réfèrent au Tableau 1.1. Les âges des radiolarites sont indiqués dans le Tableau 1.2.

Tableau 1.1. Données géochronologiques et affinités géochimiques des ophiolites permo-triasiques du domaine Est Téthysien.

Latitude	Longitude	Fig. 1	Ophiolite	Objet	Chimie	Age (Ma)	± (2σ)	Système isotopique /minéral	Références	Remarque
23,38494444	99,65030556	a	Changning Menglian	Metagabbro	SSZ	267,1	3,1	U-Pb/Zr	Jian P. et al., 2009a et b	
19,41666667	99,08333333	b	Inthanon	Basaltes	T- MORB				Phajuy et al., 2005	
23,22111111	100,1830556	c		Gabbrodiorite		294,9	2,6	U-Pb/Zr	Li G. et al., 2012	
21,97041667	100,8288333	d	Jinghong	Gabbro	T à E- MOTB	292	1	U-Pb/Zr	Hennig et al., 2009	
21,91166667	100,7933333	e		Diorite		298,44	0,33	U-Pb/Zr	Li G. et al., 2012	
		f	Nan Uttaradit	Roches mafiques et ultramafiques	SSZ				Orberger et al., 1995	
23,78333333	101,5666667	g		Roches basiques à ultrabasiques	MORB like				Yumul et al., 2008	
23,74119444	101,5703889	h	Ailaoshan	Diabase	N- MORB	382,9	3,9	U-Pb/Zr	Jian P. et al., 2009a et b	
23,74119444	101,5703889	i		Plagiogranite	N- MORB	375,9	1,7	U-Pb/Zr	Jian P. et al., 2009a et b	
17,945325	101,9553944	j		Roches metabasiques	E- MORB				Panjasawatwong et al., 2006	
17,93523889	101,9592167	k	Loei	Roches metabasiques	T- MORB				Panjasawatwong et al., 2006	
21,20397222	103,5594444	l		Metagabbro		387	56	Sm-Nd/Amph+ Clz+RT	Vuong et al., 2013	isochrone basée sur 3 points
21,20055556	103,6240278	m		Métagabbro		338	24	Sm-Nd/Amp+ Px+RT	Vuong et al., 2013	isochrone basée sur 3 points
21,03722222	103,8345556	o		Gabbro		332	45	Sm-Nd/Amp+ RT	Vuong et al., 2013	isochrone basée sur 2 points
20,97429194	103,9965469	p	Song Ma	Pyroxenite	MORB	340	29	U-Pb/Zr	Zhang R.Y. et al., 2014	
20,39011111	103,9756111	p		Métagabbro		313	32	Sm-Nd/Tit+RT	Vuong et al., 2013	isochrone basée sur 3 points
19,90708333	105,6964722	q		Sepentinite, Chromitite, Gabbro	MORB				Trung et al., 2006	
23,28676944	104,9655472	r		Métabasites	N- MORB				Cai J.-X. et Zhang K.-J., 2009	
			Babu						Zhong D. et al., 1999	
23,28676944	104,9655472	s		Métabasites	N- MORB				(position) ; Wu G. et al., 1999 (chimie)	

N-, T-, E- MORB : *Normal, Transitional, Enriched Mid Oceanic Ridge Basalt* ; OIB : *Oceanic Island Basalt* ; BABB : *Back Arc Basin Basalt* ; SSZ⁷ : *Supra Subduction Zone* ; Zr : zircon ; Cpx : clinopyroxène ; Px : pyroxène ; Tit : titanite ; Amp : amphibole ; Clz : clinozoisite ; RT : roche totale.

⁷ Ophiolites de type SSZ : « ophiolites ayant des caractères géochimiques d'arc insulaire mais la structure d'une croûte océanique, et qui sont supposées s'être formées par accréation océanique directement au-dessus d'une lithosphère océanique subductée. Les ophiolites de type SSZ diffèrent des ophiolites de type MORB dans leur séquence mantellique, dans l'abondance de dépôt de chromite podiforme et dans la cristallisation de pyroxène avant le plagioclase, ce qui se traduit par l'abondance des wehrlites par rapport aux troctolites dans la séquence de cumulats » (Juteau et Maury, 2008).

Tableau 1.2. Ages biostratigraphiques des radiolarites permo-triasiques du domaine Est Téthysien.

Localisation		Age de l'assemblage de radiolaires le plus jeune	Référence
Latitude	Longitude		
Trias supérieur (237 Ma ≤ Carnien ≤ 227 Ma ≤ Norien ≤ 208,5 Ma)			
16,740569	98,614388	Norien	Ishida et al., 2006
18,94305556	97,96194444	Carnien	Feng Q.-L. et al., 2004, 2005a
18,29083333	97,91972222	Carnien	Feng Q.-L. et al., 2004, 2005a
18,29083333	97,92638889	Carnien	Feng Q.-L. et al., 2004, 2005a
18,1833331	97,9333333	Carnien	Kamata et al., 2002
Trias moyen (247,2 Ma ≤ Anisien ≤ 242 Ma ≤ 237 Ma)			
18,276825	97,82304	Ladinien	Saeseangseerung et al., 2007
23,78928778	99,70280361	Ladinien	Duan X.-D. et al., 2012
18,68027778	97,92277778	Ladinien	Feng Q.-L. et al., 2004, 2005a
18,15555556	97,96444444	Ladinien	Feng Q.-L. et al., 2004, 2005a
22,59982833	99,69845028	Ladinien	Zhang Z. et al., 1999
19,4338025	98,94661889	Anisien	Thassanapak et al., 2011
18,90200806	101,0070633	Anisien	Saeseangseerung et al., 2008
19,45555417	98,11692583	Anisien	Saeseangseerung et al., 2007
19,44313472	98,91484528	Anisien	Saeseangseerung et al., 2007
19,39341028	99,12896278	Anisien	Saeseangseerung et al., 2007
19,03012472	100,8458269	Anisien	Saeseangseerung et al., 2007
18,50444444	99,09527778	Anisien	Feng Q.-L. et al., 2002
22,559845	99,726956	Anisien	Feng Q.-L. et al., 2001
22,556259	99,731226	Anisien	Feng Q.-L. et al., 2001
19,53305556	98,96472222	Trias moyen indifférencié	Shashida et al., 2000
Permien supérieur (259,8 ± 0,4 Ma ≤ Wuchiapingien ≤ 254,14 ± 0,07 Ma ≤ Changhsingien ≤ 252,17 ± 0,06 Ma)			
19,09655833	97,87792056	Changhsingien	Saeseangseerung et al., 2007
18,61472222	97,94444444	Permien indifférencié	Feng Q.-L. et al., 2004, 2005
19,65585	98,72975556	Permien indifférencié	Kamata et al., 2012

Les sutures ophiolitiques du domaine Est Téthysien bien caractérisées géochimiquement sont peu nombreuses. Ce sont les sutures de Song Ma, de Ailaoshan, de Nan Uttaradit et de Changning Menglian (Figure 1.3).

• Suture de Song Ma

Des roches ultramafiques et mafiques sont signalées depuis longtemps le long de la faille de Song Ma (e.g. Hutchison, 1975 et références associées). Des analyses géochimiques réalisées sur ces roches montrent leur caractère de MORB (normaux à enrichis ; Trung et al., 2006 ; Zhang R.Y. et al., 2013, 2014) ou d'ophiolite de type SSZ (*supra subduction zone* ; Thanh et al., 2011). La présence d'ophiolites au sein de la structure de Song Ma fait donc l'objet d'un consensus général (e.g. Lepvrier et al., 2008 ; Thanh et al., 2011, 2014 ; Vuong et al., 2013 ; Zhang R.Y. et al., 2013, 2014).

La présence de poissons dévoniens supposés endémiques à la Chine du Sud au Sud de la suture de Song Ma conduit Thanh et al. (1996) à proposer un âge antérieur au Dévonien. En se basant sur des analyses structurales, Findlay et Trinh (1997) arrivent à une conclusion similaire. Néanmoins, des datations radiochronologiques (datations Sm-Nd et datations U-Pb sur zircon et titanite) obtenues sur des roches métabasiques de cette suture suggèrent l'existence d'une croûte océanique au Carbonifère (Vuong et al., 2013 ; Zhang R.Y. et al., 2014). Les isochrones Sm-Nd à partir desquelles sont interprétés ces âges ne sont cependant basées que sur 2 ou 3 points et les âges U-Pb sur zircons ou titanite sur seulement 2 ou 3 grains (Vuong et al., 2013 ; Tableau 1.1). Une date (U-Pb sur zircon, intercepte supérieur basé sur 53 grains) de 340 ± 29 Ma (Zhang R.Y. et al., 2014) interprétée comme l'âge du protolithe mafique semble néanmoins confirmer les âges carbonifères proposés par Vuong et al. (2013). L'âge du métamorphisme de haut grade (faciès écloitique) de $230,5 \pm 8,2$ Ma i.e. Trias moyen à supérieur (Zhang R.Y. et

al., 2013) donne un âge minimum au protolithe mafique de type MORB (Zhang R.Y. et al., 2013).

- **Suture de l'Ailaoshan**

L'existence de cette suture dans laquelle des N-MORB ont été reconnus (Xu J.-F. et Castillo, 2004 ; Yumul et al., 2008 ; Jian P. et al., 2009a et b) fait l'objet d'un relatif consensus. Cependant pour Fan W. et al. (2010), les roches mafiques (basaltes et basaltes andésitiques dont la source correspond à des MORB métasomatisés et qui ont été contaminés par des sédiments pélagiques, Fan W. et al., 2010) de la suture de l'Ailaoshan ont pu se mettre en place dans un bassin arrière arc, sans réelle croûte océanique. Un plagiogranite et une dolérite de la suture de l'Ailaoshan sont datés, respectivement, à 383 ± 4 et 376 ± 2 Ma, i.e. Dévonien moyen à supérieur (Jian P. et al., 2009a et b). Ces dates sont interprétées comme les âges de cristallisation de la croûte océanique.

- **Suture de Nan Uttaradit**

Cette suture comprend des roches mafiques et ultramafiques correspondant à des ophiolites de type SSZ (Orberger et al., 1995), parfois métamorphisées dans le faciès des schistes bleus (Barr et Macdonald, 1987) et associées à des sédiments océaniques profonds (Orberger et al., 1995). Plusieurs dates K-Ar sur amphibole (361 ± 22 Ma et 327 ± 20 Ma : Helmcke, 1985 ; 269 ± 12 Ma : Barr et Macdonald, 1987) obtenues sur des roches métabasiques sont interprétées comme des âges du métamorphisme. Cependant la présence de radiolarites, témoignant d'un environnement marin profond (Saesaengseerung et al., 2008), datées de l'Anisien (247,2 – 242 Ma) au Nord de la suture (Figure 1.3) est en contradiction apparente avec l'âge du métamorphisme proposé par Helmcke (1985) et Barr et Macdonald (1987).

- **Suture de Changning Menglian**

Cette structure, d'orientation Nord-Sud, comporte des roches mafiques, ultramafiques et sédimentaires traduisant des environnements océaniques profonds (Wu H. et al., 1995 ; Jian P. et al., 2009a). Les roches mafiques montrent un léger enrichissement en Terre Rares Légères (massif de Banpo ; Jian P. et al., 2009a) et sont interprétées comme des ophiolites de type « SSZ » (*Supra Subduction Zone type ophiolite*). Leur mise en place est datée de la fin du Permien inférieur (Jian P. et al., 2009b ; cf. Tableau 1.1). Les roches sédimentaires associées comprennent des cherts d'où ont été extraits des radiolaires datés du Trias moyen (Zhang Z. et al., 1999 ; Feng Q. et al., 2001 ; Duan X.-D. et al., 2012).

Si les sutures ophiolitiques décrites ci-dessus semblent généralement faire consensus, la nature ophiolitique d'autres « sutures » est discutée. Il s'agit des « sutures » de Jinghong, de Inthanon, de Loei, de Babu et de Song Chay (Figure 1.3).

- « Suture » de Jinghong

Des MORB transitionnels à enrichis représentant des fragments de croûte océanique du Permien inférieur sont décrits par Hennig et al. (2009) au Sud de la zone

de Jinghong. Des interprétations contradictoires avec l'existence d'une paléolithosphère océanique sont proposées : Heppe et al. (2007) suggèrent l'existence d'un magmatisme tardi-orogénique, tandis que Li G. et al. (2012) relie ce magmatisme au fonctionnement d'une zone de subduction. De plus, les sutures ophiolitiques de Jinghong et de Changning Menglian (située à l'Ouest de la suture de Jinghong, cf. section 2.2.2. et Figure 1.3) sont parfois interprétées comme deux éléments d'une seule et même suture (Wang Y. et al., 2010).

- « Suture » d'Inthanon

La « suture » d'Inthanon est également appelée « ligne tectonique de Chiang Rai » (Ridd, 2014) ou « ceinture volcanique de Chiang Mai – Chiang Rai » (e.g. Phajuy et al., 2005 ; Figures 1.2 et 1.3). Sa localisation est relativement peu précise du fait de son recoupement par des intrusions de granitoïdes au Trias supérieur et Jurassique inférieur (Dunning et al., 1995 ; Hansen et Wemmer, 2011). Des roches volcaniques mafiques ayant une composition chimique de MORB transitionnels (T-MORB) sont signalées dans cette zone (Phajuy et al., 2005), mais n'ont pas fait l'objet de datation (Figure 1.3). Des sables basaltiques provenant du démantèlement de basaltes d'île océanique (OIB), interstratifiés dans des cherts contenant des radiolaires datés du Permien supérieur (Kamata et al., 2012), sont également présents. Les cherts affleurant au voisinage de cette « ligne tectonique » ont des âges compris entre le Dévonien et le Ladinien supérieur (Sashida et al., 2000 ; Feng Q. et al., 2002 ; Thassanapak et al., 2011), voire jusqu'au Carnien inférieur (Saesaengseerung et al., 2007). L'existence d'un bassin océanique persistant au moins jusqu'au Trias moyen est corroborée par la présence de sédiments marins provenant du démantèlement d'un arc volcanique daté à 238 ± 10 et 236 ± 15 Ma (âge maximum de la sédimentation, Hara et al., 2013).

- « Suture » de Loei

Des MORB transitionnels à enrichis (Panjasawatwong et al., 2006), datés à 361 ± 11 Ma (datation Rb-Sr sur roche totale altérée ; Intasopa et Dunn, 1994) et des roches ultramafiques (Okuzawa et al., 2009) sont signalés au sein de cette suture potentielle. Ce domaine océanique est supposé persister jusqu'au Permien inférieur (Okuzawa et al., 2009) voire jusqu'au Permien moyen (e.g. Boonsoong et al., 2011).

L'existence de cette suture est remise en cause (e.g. Chonglakmani, 2001) dans la mesure où les roches mafiques et ultramafiques y affleurant pourraient toutes appartenir à la suture de Nan Uttaradit (e.g. Panjasawatwong et al., 2006 ; Malila et al., 2008), située à une 100^e de km à l'Ouest de la suture supposée de Loei (Figure 1.3). Les sables basaltiques (argument en faveur de l'existence d'une suture, à Loei, Okuzawa et al., 2009) pourraient provenir de cette suture.

- « Suture » de Babu

L'existence d'une suture au niveau de Babu (Figure 1.3) est proposée (e.g. Zhong D. et al., 1999 ; Wu G. et al., 1999 ; Cai J.-X. et Zhang K.-J., 2009) sur la base de la présence de roches ultramafiques et mafiques ayant des affinités de MORB (spectre appauvri en Terres Rares légères (Zhong D. et al., 1999). L'âge de ces ophiolites est supposé antérieur à ca. 230 Ma (Ar-Ar sur amphibole, interprété comme l'âge de l'obduction, Wu G. et al., 1999). L'existence de cette suture est néanmoins remise en cause sur la base de

données pétrographiques, structurales, et sédimentologiques (e.g. Lepvrier et al., 2011 ; Faure et al., 2014 ; Chen Z. et al., 2014). Ainsi, Faure et al. (2014) estiment que ces roches mafiques et ultramafiques appartiennent à la Grande Province Magmatique de l'Emeishan (cf. section 2.2.2.).

- « Suture » de Song Chay

L'existence d'une suture au niveau de Song Chay (Figure 1.3) est proposée par Lepvrier et al. (2011) et Faure et al. (2014). Cette proposition se base sur l'observation de leucogabbros, de roches mafiques et de matériel volcano-sédimentaire affleurant le long de la faille de Song Chay (Lepvrier et al., 2011). Ces différentes roches n'ont pas fait, à ce jour, l'objet d'analyses géochimiques. Les roches ultramafiques et mafiques affleurant dans cette zone sont interprétées par Hoa et al. (2008b) comme appartenant à la Grande Province Magmatique de l'Emeishan (cf. section 2.2.2.). Par ailleurs, une datation U-Pb sur zircon obtenue sur une roche gabbroïque de cette zone a donné une date de $251,2 \pm 3,4$ Ma, i.e. Permien supérieur à Trias inférieur, interprétée comme l'âge de cristallisation (Hoa et al., 2008b).

2.2. Localisation et âge du magmatisme permo-triasique

De nombreuses manifestations magmatiques permo-triasiques sont documentées dans le domaine Est Téthysien. La section suivante ne traite pas du magmatisme des dorsales océaniques (cf. section précédente).

2.2.1. Magmatisme intermédiaire et felsique

Les âges présentés dans les Figures 1.4 à 1.6 ont été obtenus par la méthode U-Pb sur zircon et sont interprétés comme l'âge du protolithe pour les roches métamorphiques et l'âge de cristallisation pour les roches magmatiques. Ces âges proviennent, en grande majorité, de roches de composition intermédiaires à felsiques. Les âges des manifestations magmatiques sont classés selon les Epoques (Permien inférieur, moyen, supérieur, etc.) sans tenir compte des incertitudes. Les sources bibliographiques consultées pour établir les Figures 1.4 à 1.6 sont données dans l'Annexe 1.1.

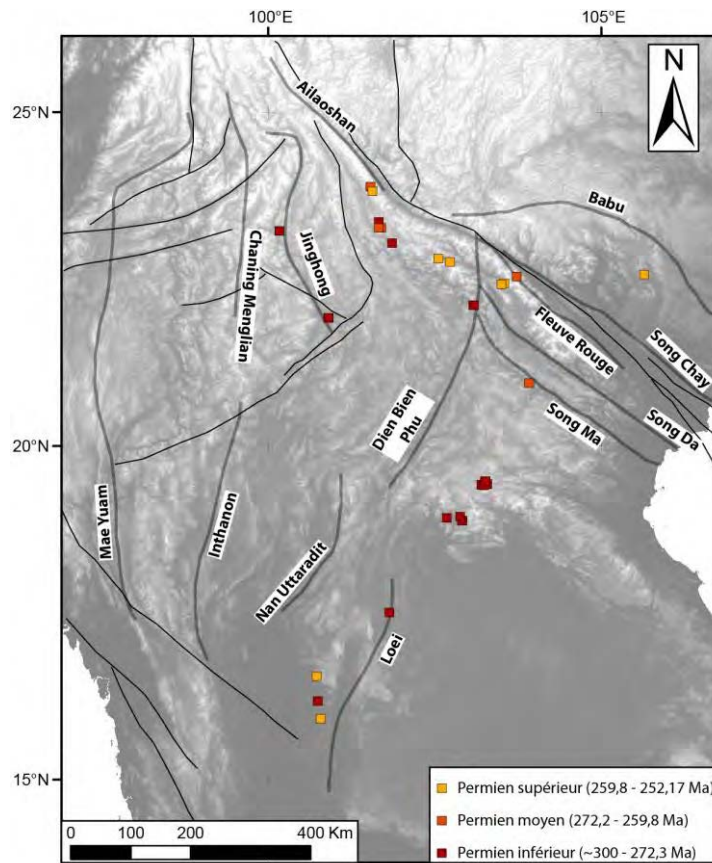


Figure 1.4. Répartition du magmatisme intermédiaire et felsique durant le Permien.

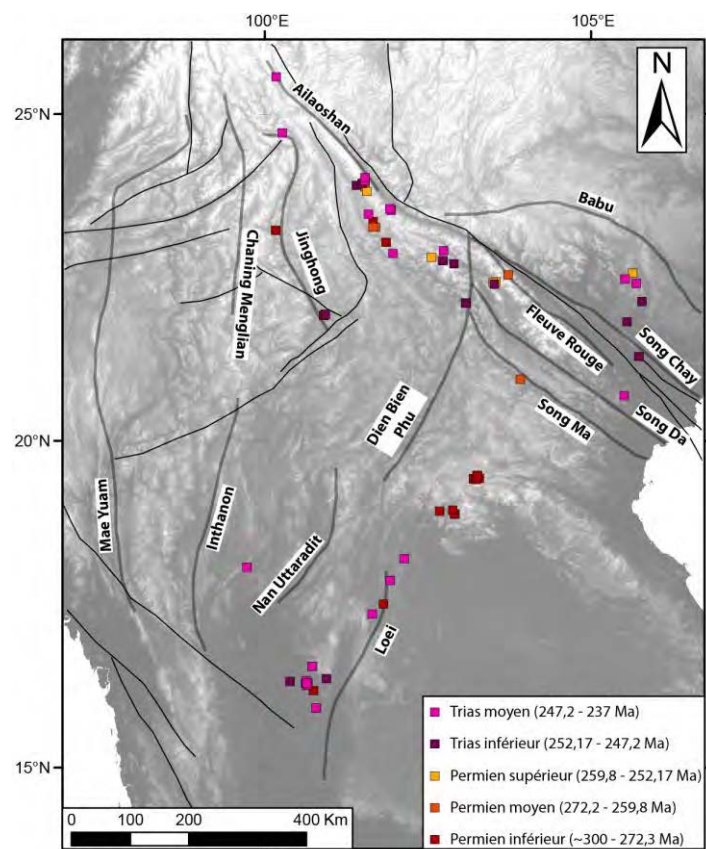


Figure 1.5. Répartition du magmatisme intermédiaire et felsique du Permien au Trias moyen.

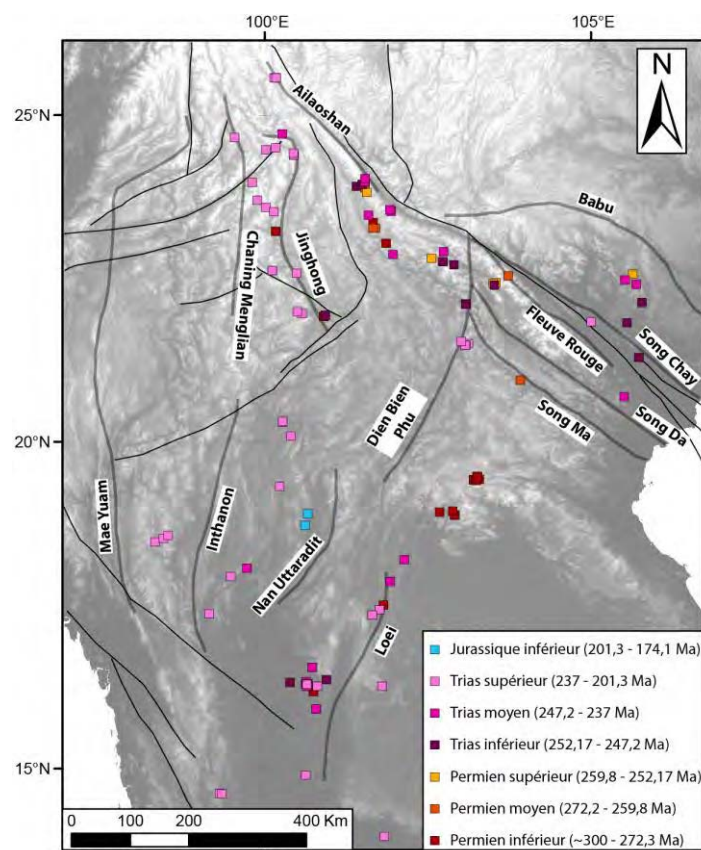


Figure 1.6. Répartition du magmatisme intermédiaire et felsique du Permien au Jurassique inférieur.

Dans la mesure où seules les manifestations magmatiques datées sont indiquées sur ces cartes (Figures 1.4 à 1.6), la densité des données reflète non seulement la répartition réelle du magmatisme mais également les différences de pression d'échantillonnage. Par exemple, aucune donnée n'est disponible à l'Ouest du Laos, ce qui résulte probablement d'un sous-échantillonnage de ce territoire, des roches magmatiques triasiques y étant décrites (carte du Laos au 1/1 500 000, 1990). Quelques enseignements peuvent néanmoins être tirés de la répartition des occurrences magmatiques permienues et triasiques dans le domaine Est Téthysien.

A deux exceptions près, la totalité du magmatisme d'âge Permien à Trias moyen est localisé à l'Est d'une ligne formée par les sutures (ou supposées telles) de Jinghong et Nan Uttaradit. Les occurrences magmatiques suivent deux directions majeures. L'une est orientée globalement NW-SE et est grossièrement similaire à la direction des sutures (ou supposées telles) de l'Ailaoshan, Song Ma, Song Da, Song Chay et Babu (Figures 1.4 et 1.5). L'autre est orientée selon une direction SW-NE et est grossièrement similaire à la direction de la suture (ou supposée telle) de Loei (Figures 1.4 et 1.5) et de Nan Uttaradit. Une zone située à l'Ouest de la supposée suture de Loei et à l'Est de la suture de Nan Uttaradit enregistre un magmatisme intermédiaire à felsique quasiment continu depuis le Permien inférieur jusqu'au Trias supérieur.

Les manifestations magmatiques intermédiaires à felsiques sont nettement plus importantes au Trias supérieur et elles se retrouvent dans une large partie du domaine Est Téthysien (Figure 1.6), plus particulièrement dans la partie Ouest, sans qu'il n'y ait de relation évidente avec la localisation des limites de bloc.

Au Sud de la zone présentée dans les Figures 1.4 à 1.6, différentes provinces granitiques, marquées chacune par des caractéristiques pétrographiques, géochimiques et géochronologiques, sont distinguées (Cobbing et al., 1986 ; Searle et al., 2012 ; Figure 1.7). La prolongation vers le Nord de ces provinces granitiques n'est pas connue (Figure 1.7).

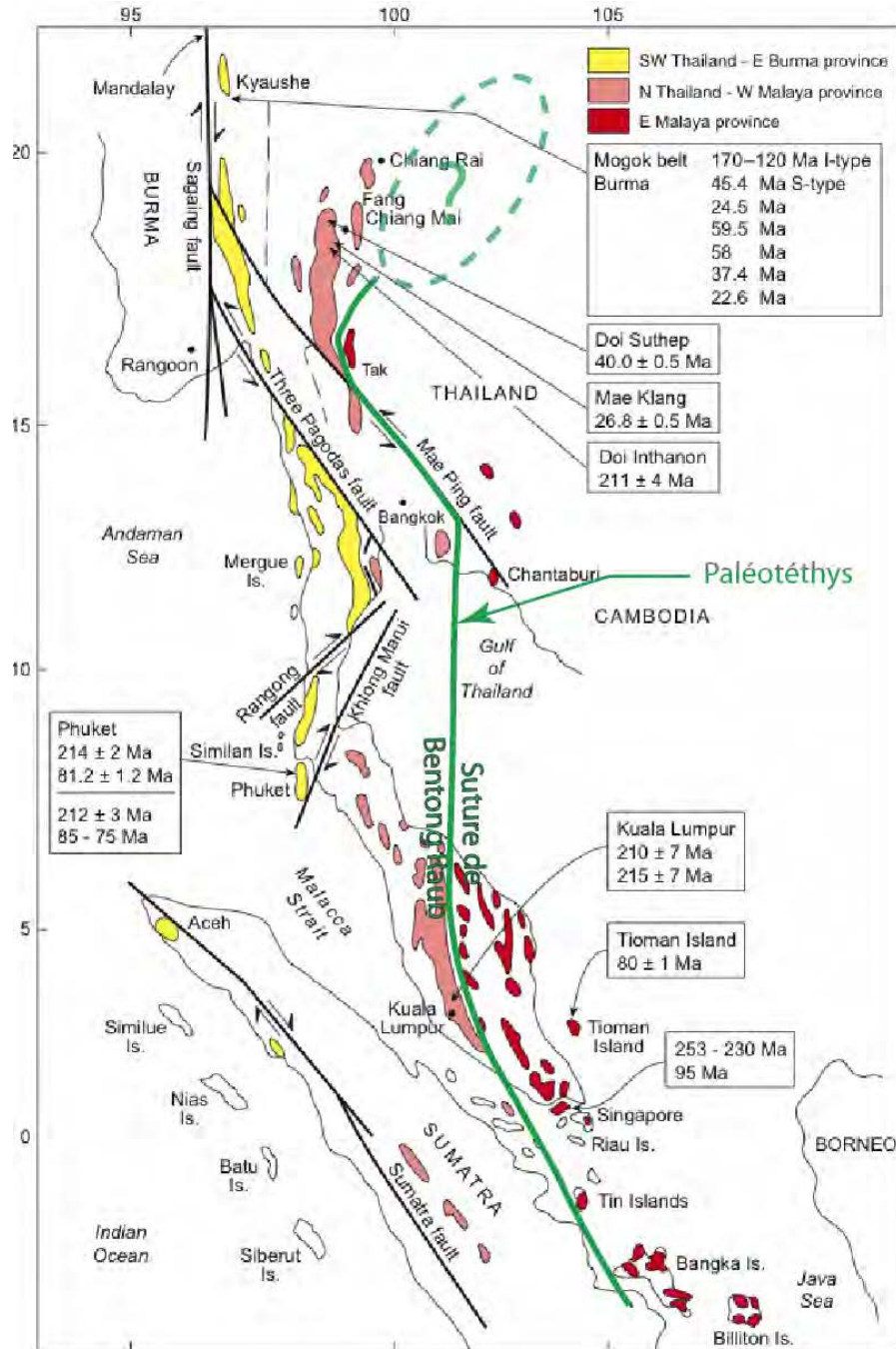


Figure 1.7. Provinces granitiques en Asie du Sud Est.

Modifié d'après Searle et al. (2012). La province Sud Ouest Thaïlandaise – Est Birmanie comprend des granites de type I et S. La province Nord Thaïlandaise – Ouest Malaisienne comprend essentiellement des granitoïdes de type S. La province Est Malaisienne comprend essentiellement des granitoïdes de type I. L'ellipse en pointillé souligne la zone du Nord de la Thaïlande – Ouest du Laos pour laquelle les données sur les granitoïdes manquent pour délimiter ces provinces granitiques.

2.2.2. Grande Province Magmatique d'Emeishan

La présence d'une Grande Province Magmatique (GPM) dans le domaine Est Téthysien, appelée Grande Province Magmatique de l'Emeishan (ELIP⁸, e.g. Chung S.-L. et Jahn B.-M., 1995) est marquée par des épanchements, essentiellement basaltiques, au Nord des sutures de l'Ailaoshan et de Song Ma (Figure 1.8). L'essentiel de l'ELIP a été mis en place lors d'un pulse principal, relativement court, entre 260 et 257 Ma i.e. Permien supérieur (Shellnutt et al., 2008, 2012 ; Lai S. et al., 2012). Ce pulse principal est suivi d'autres pulses mineurs, jusqu'au Trias inférieur (Shellnutt et al., 2008 ; Hoa et al., 2008b). Les caractéristiques texturales, pétrographiques et géochimiques de ces roches mafiques et ultramafiques (dont des komatiites et picrites) indiquent que ces épanchements sont liés à la remontée d'un panache mantélique (Hanski et al., 2004 ; Ali et al., 2010).

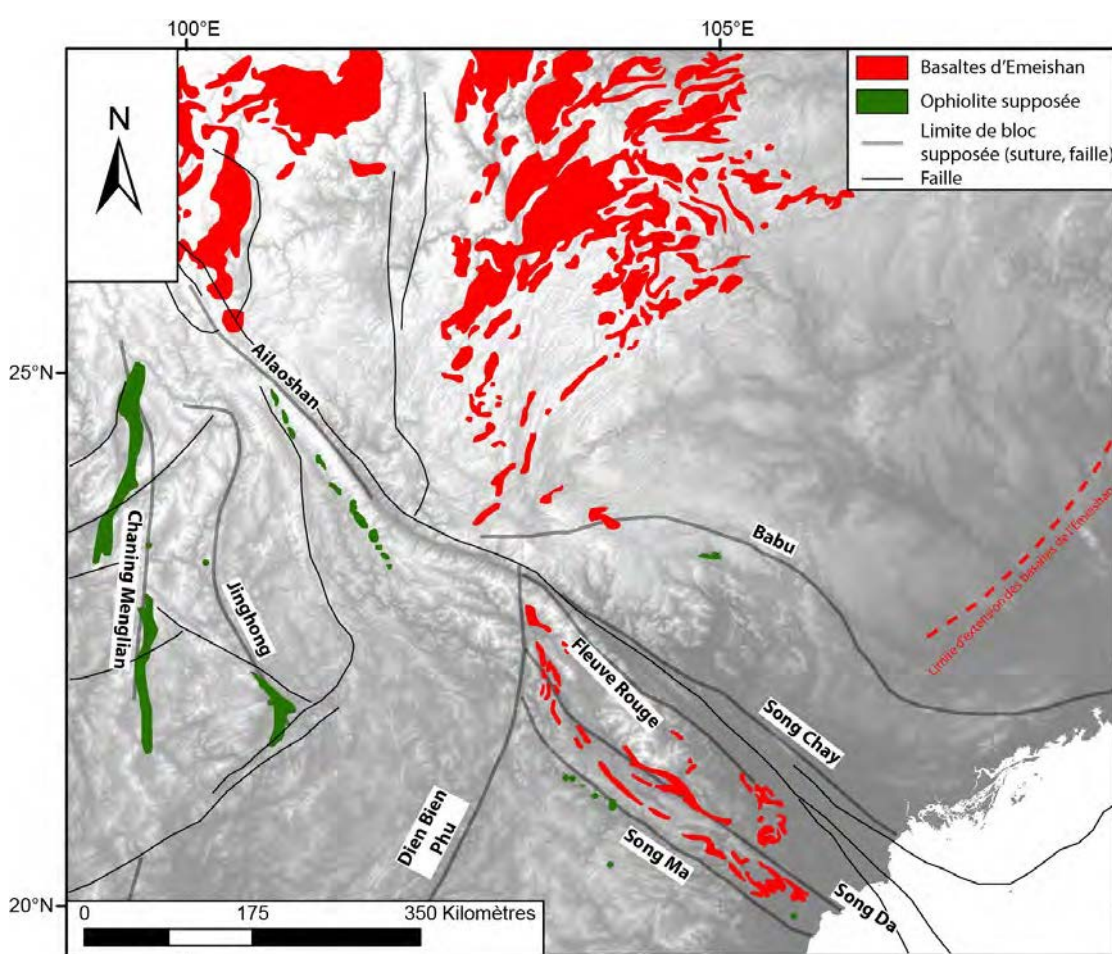


Figure 1.8. Répartition des ophiolites permo-triasiques du domaine Est Téthysien et des basaltes de la Grande Province Magmatique d'Emeishan.

Les ophiolites sont celles indiquées sur la Figure 1.3. Les basaltes de l'Emeishan sont cartographiés d'après Ali et al., 2010 et Anh et al., 2011. La limite d'extension des basaltes de l'Emeishan est cartographiée d'après Fan W. et al., 2008.

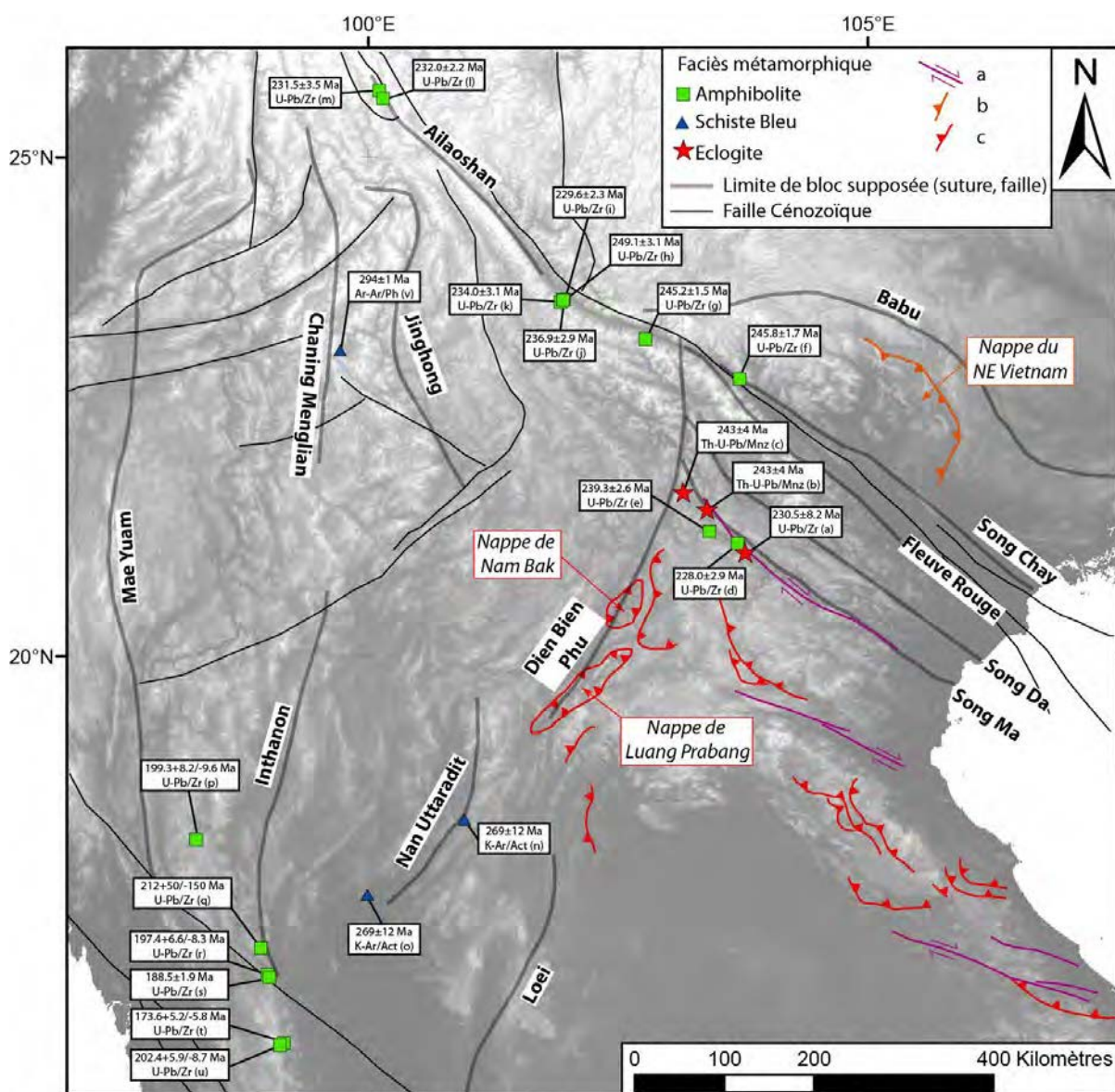
Certains affleurements des épanchements basaltiques de l'ELIP se trouvent dans le voisinage de limites de blocs supposées (Figure 1.8). Les roches mafiques et

⁸ ELIP : Emeishan Large Igneous Province

ultramafiques appartenant à l'ELIP peuvent avoir des caractéristiques géochimiques relativement proches de celles de roches appartenant à un cortège ophiolitique. En particulier, des spectres appauvris en Terre Rare Légères caractérisent certaines komatiites de l'ELIP (Hanski et al., 2004) et sont susceptibles d'être confondus avec des spectres de MORB. Ainsi, l'existence d'une véritable suture ophiolitique au niveau de Babu est contestée (e.g. Lepvrier et al., 2011 ; Faure et al., 2014 ; Chen Z. et al., 2014 ; cf. Chapitre 2.2.3.).

2.3. Données structurales et métamorphiques

Différents chevauchements et zones de cisaillement ductile, dont l'âge est déduit par chronologie relative (e.g. Bush et al., 1996) ou par datation de minéraux syn-cinématiques (e.g. Lepvrier et al., 1997) ont été identifiés dans le domaine Est Téthysien (Figure 1.9).



sénestres, datés du Trias inférieur à moyen (Lepvrier et al., 1997), (b) l'empilement des nappes du Nord est du Vietnam (Lepvrier et al., 2011) est antérieur au Trias inférieur ($248,5 \pm 1,8$ Ma ; Roger et al., 2012), les chevauchements et nappes notés (c), et cartographiés d'après Bush et al. (1996) sont supposés Trias supérieur.

Tableau 1.3. Répartition et âge des roches métamorphiques de haut grade du domaine Est Téthysien.

Latitude	Longitude	Lettre Fig. 1.9	Faciès	Age (Ma)	\pm (2 σ)	Système isotopique/minéral	Référence
21,04071	103,77211	a	Eclogites	230,5	8,2	U-Pb/Zr	Zhang R.Y. et al., 2013
21,47065	103,38691	b	HP Eclogites	243	4	Th-U-Pb/Mzt	Nakano et al., 2010
21,64194	103,14672	c	HP Eclogites	243	4	Th-U-Pb/Mzt	Nakano et al., 2010
21,13307	103,70440	d	Amphibolite	228,0	2,9	U-Pb/Zr	Zhang, R.Y. et al., 2014
21,25126	103,41861	e	Amphibolite	239,3	2,6	U-Pb/Zr	Zhang, R.Y. et al., 2014
22,77632	103,71614	f	Amphibolite	245,8	1,7	U-Pb/Zr	Liu F. et al., 2013
23,18007	102,77624	g	Amphibolite	245,2	1,5	U-Pb/Zr	Liu F. et al., 2013
23,58318	101,96183	h	Amphibolite	249,1	3,1	U-Pb/Zr	Liu F. et al., 2013
23,57566	101,95265	i	Amphibolite	229,6	2,3	U-Pb/Zr	Liu F. et al., 2013
23,57209	101,94908	j	Amphibolite	236,9	2,9	U-Pb/Zr	Liu F. et al., 2013
23,54704	101,93107	k	Amphibolite	234,0	3,1	U-Pb/Zr	Liu F. et al., 2013
25,58597	100,14542	l	Amphibolite	232,0	2,2	U-Pb/Zr	Liu F. et al., 2013
25,67108	100,11150	m	Amphibolite	231,5	3,5	U-Pb/Zr	Liu F. et al., 2013
18,36269	100,95507	n	Schiste Bleu	269	12	K-Ar/Act	Barr et Macdonald, 1987
17,60505	99,98537	o	Schiste Bleu	269	12	K-Ar/Act	Barr et Macdonald, 1987
18,15750	98,27667	p	Amphibolite	199,3	+8,2/-9,6	U-Pb/Zr	Hansen et Wemmer, 2011
17,06833	98,93000	q	Amphibolite	212	+50/-150	U-Pb/Zr	Hansen et Wemmer, 2011
16,80972	98,99000	r	Amphibolite	197,4	+6,6/-8,3	U-Pb/Zr	Hansen et Wemmer, 2011
16,77833	99,00944	s	Amphibolite	188,5	1,9	U-Pb/Zr	Hansen et Wemmer, 2011
16,12000	99,16361	t	Amphibolite	173,6	+5,2/-5,8	U-Pb/Zr	Hansen et Wemmer, 2011
16,09500	99,12194	u	Amphibolite	202,4	+5,9/-8,7	U-Pb/Zr	Hansen et Wemmer, 2011
23,04013	99,68791	v	Schiste Bleu	294,0	1,0	Ar-Ar/Ph	Heppe et al., 2007

Zr : zircon ; Mnz : monazite ; Act : actinote ; Ph : phengite

Des roches métamorphiques de haut grade (éclogites de haute pression, amphibolites) sont reconnues au niveau de la suture de Song Ma (Nakano et al., 2008, 2010 ; Osanai et al., 2008 ; Zhang R.Y. et al., 2013 ; 2014). Des roches métamorphisées dans le faciès des amphibolites sont également identifiées le long de la suture de l'Ailaoshan (Liu F. et al., 2013) et au niveau de la zone d'Inthanon (Hansen et Wemmer, 2011). Les amphibolites de la zone d'Inthanon sont sensiblement plus jeunes que celles identifiées et datées le long des sutures de Song Ma et de l'Ailaoshan (Figure 1.9).

2.4. Paléobiogéographie et paléoenvironnements

2.4.1. Paléobiogéographie

Les aires de répartition des organismes dépendent en partie de l'évolution géodynamique d'une région par le biais des formations de barrières physiques (i.e. formation d'une chaîne de montagne) ou de connexions géographiques (i.e. apparition d'un isthme). Elles peuvent donc être utilisées pour établir des reconstitutions paléogéographiques (e.g. Rosen et Smith, 1988 ; Posadas et al., 2006).

Des associations d'espèces à un instant donné, assimilables à des paléobiomes⁹, permettent de définir des provinces paléobiogéographiques distinctes entre le

⁹ Biome : ensemble d'écosystèmes variés, comprenant des associations caractéristiques d'êtres vivants, qui occupe une vaste étendue géographique définie par des conditions climatiques relativement uniformes (Campbell et Reece, 2004 ; Berthet, 2006).

Carbonifère et le Trias. Deux provinces paléobiogéographiques, essentiellement basées sur les paléoflores, sont traditionnellement décrites au sein du domaine Est Téthysien (Figure 1.10) ; la province cathaysienne (e.g. Sun K.-Q., 2006 ; Metcalfe, 2011a et b) et la province gondwanienne (e.g. Metcalfe, 2011a et b). La première contient des espèces indicatrices de milieux plutôt chauds, tandis que la seconde contient des espèces indicatrices de milieux froids (e.g. Metcalfe, 2011b). Ces deux provinces sont clairement distinguées jusqu'au Permien inférieur dans ce qui correspond actuellement à l'Asie du Sud Est (Metcalfe, 2011b) mais ne sont plus distinguables ensuite. La localisation précise de la ligne de partage de ces provinces paléobiogéographiques est débattue (faille de Mae Yuam, Ferrari et al., 2008 ; zone d'Inthanon, Sone et Metcalfe, 2008).

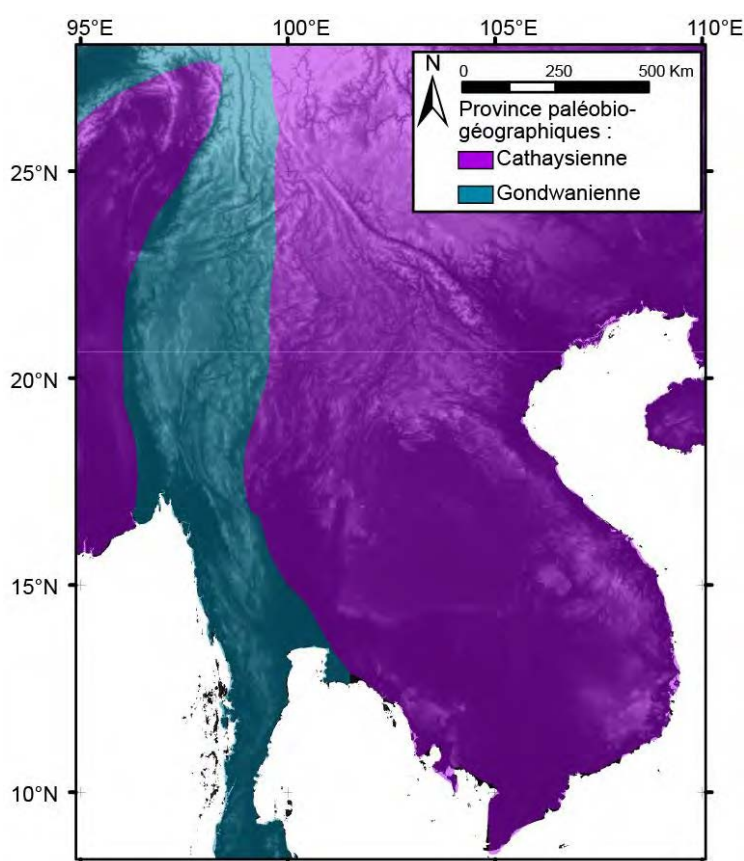


Figure 1.10. Provinces paléobiogéographiques traditionnellement reconnues au sein du domaine Est Téthysien au Permien Inférieur.

Modifié d'après Metcalfe, 2011a et b. Ces deux provinces sont distinctes au Permien inférieur et sont définies à partir des paléoflores et des brachiopodes. Après le Permien moyen, la province gondwanienne n'existe plus (Metcalfe, 2011b).

L'utilisation de la paléobiogéographie pour réaliser des reconstitutions paléogéographiques est parfois débattue. La division traditionnelle du domaine Est Téthysien entre les provinces cathaysiennes et gondwanienne est parfois remise en cause sur la base d'analyses quantitatives des ressemblances entre les organismes présents dans les différentes provinces paléobiogéographiques (e.g. Smith, 1988 ; Hilton et Cleal, 2007 ; voir également Warren et al., 2010).

Un autre argument paléobiologique régulièrement invoqué est la présence de fossiles terrestres, les dicynodontes, pour justifier de la connexion de plaques avec

d'autres au Permien (e.g. Battail, 2009 ; Metcalfe, 2011a). Il convient néanmoins de souligner la faiblesse de cet argument basé sur la présence des seuls dicynodontes. A titre de contre exemple, Madagascar partage actuellement avec l'Inde plus du tiers de ses vertébrés et cette composante indienne de la faune malgache a une origine largement postérieure à la dissociation de l'Inde du Gondwana (Warren et al., 2010).

2.4.2. Paléoenvironnements

Dans la province cathaysienne, une sédimentation marine essentiellement carbonatée, indicatrice d'une faible paléolatitude, caractérise le Carbonifère et le Permien alors que dans d'autres zones rattachées à la province paléobiogéographique gondwanienne, des faciès sédimentaires glacio-marins (e.g. diamictites, *dropstones*) témoignent d'une paléolatitude élevée (e. g. Ridd, 1971).

L'évolution des paléoenvironnements au Trias est en revanche moins bien caractérisée. Une synthèse bibliographique est présentée dans la Figure 1.11. Les subdivisions des paléoenvironnements marins, « mixtes » et continentaux sont basées sur les fossiles et parfois les faciès lorsqu'ils sont décrits. Les paléoenvironnements « mixtes » se caractérisent par la présence simultanée de fossiles marins et de fossiles terrestres (phyllopoques, plantes). Les datations des paléoenvironnements continentaux sont généralement obtenues par encadrement et sont donc relativement peu précises (à l'exception notable des sédiments continentaux datés par palynologie, e.g. Racey et Goodall, 2009). Les cartes paléoenvironnementales présentées ici (Figure 1.11) sont en conséquence établies pour des périodes de temps relativement larges et n'ont été réalisées que pour une zone située à l'Ouest de la faille de Dien Bien Phu. Les données disponibles à l'Est de cette faille sont en effet trop disparates pour permettre l'établissement de cartes à l'échelle du domaine Est Téthysien.

Les cartes d'évolution des paléoenvironnements soulignent la prévalence des milieux marins, parfois profonds (radiolarites, cf. section 2.2.) au Trias inférieur et moyen. Des formations continentales sont décrites à partir du Trias supérieur (Carnien et Norien), mais la continentalisation quasi-totale du domaine Est Téthysien n'intervient pas avant le Rhétien (Trias terminal). Des paléoenvironnements marins persistent cependant jusqu'au Jurassique, essentiellement au Sud Ouest des zones d'Inthanon et de Mae Yuam (Figure 1.11). L'une des caractéristiques marquantes des paléoenvironnements permo-triasiques du domaine Est Téthysien est l'importance des dépôts volcano-sédimentaires, que ceux-ci soient continentaux (e.g. Blondel, 1929) ou marins (e.g. Winkel et al., 1983 ; El Tabakh et Utha-Aroon, 1998).

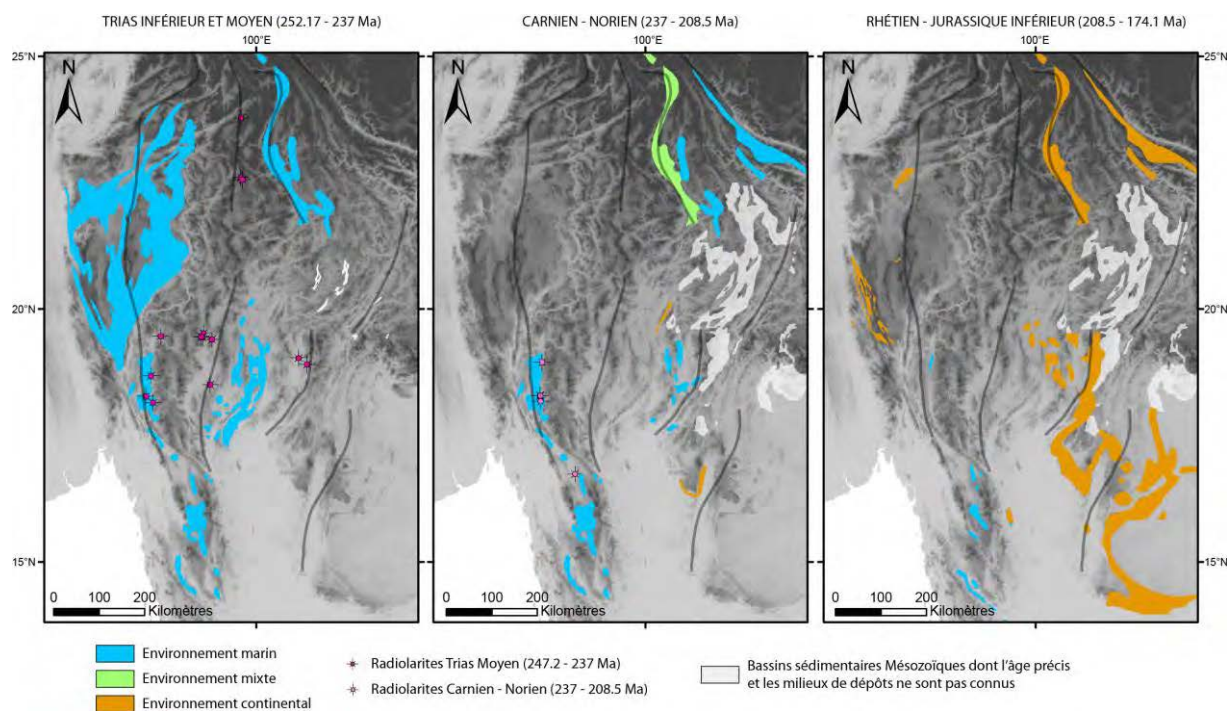


Figure 1.11. Evolution des paléoenvironnements du domaine Est Téthysien au Trias. Compilation d'après la carte du Laos (1/1 500 000, 1990) ; Brunnschweiler, 1970 ; Richter et Fuller, 1996 ; Stokes et al., 1996 ; Oo et al., 2002 ; Feng Q.-L. et al., 2005b ; Srichan et al., 2009 ; Chonglakmani, 2011 ; Meesook et Seangsrirachan, 2011 ; Ueno et al., 2012. Occurrences de radiolarites : cf. Tableau 1.2.

2.5. Quelques éléments de la géologie post-triasique de l'Asie du Sud Est

2.5.1. Failles majeures

- Faille de Mae Yuam

Le rôle de la faille de Mae Yuam (Figure 1.12) dans l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien depuis le Trias est discuté. Cette faille dont le jeu est Cénozoïque (e.g. Ferrari et al., 2008 ; Ridd, 2012, 2014) est parfois supposée être superposée à une suture (e.g. Ferrari et al., 2008). Cette interprétation repose sur le fait que cette faille représente la limite entre les provinces paléobiogéographiques cathaysiennes et gondwaniennes (Ueno et Hisada, 2001). Néanmoins, aucun affleurement de roche mafique ou ultramafique n'a été documenté le long de cette faille, bien que des spinelles chromifères détritiques, provenant potentiellement du démantèlement d'ophiolites, sont signalées dans des formations sédimentaires à proximité (Hisada et al., 2004), suggérant ainsi la présence d'une suture.

Des galets de radiolarites datées du Carnien (Feng Q.-L. et al., 2004, 2005a) contenus dans des conglomérats à proximité de la faille de Mae Yuam suggèrent que la fermeture de ce domaine océanique s'est produite au Trias supérieur (Ferrari et al., 2008) voire au Jurassique (Kamata et al., 2002 ; Hirsch et al., 2006 ; Ishida et al., 2006).

De manière contradictoire avec ces interprétations, la faille de Mae Yuam est également interprétée comme la reprise au Cénozoïque d'un grand chevauchement d'âge triasique supérieur à jurassique inférieur ne correspondant pas à une suture (Ridd, 2014). Ce chevauchement expliquerait les débats sur la localisation de la ligne de

partage des provinces paléobiogéographiques cathaysienne et gondwanienne (cf. section 2.4.1) par une position allochtone d'éléments cathaysiens au sein de la province gondwanienne.

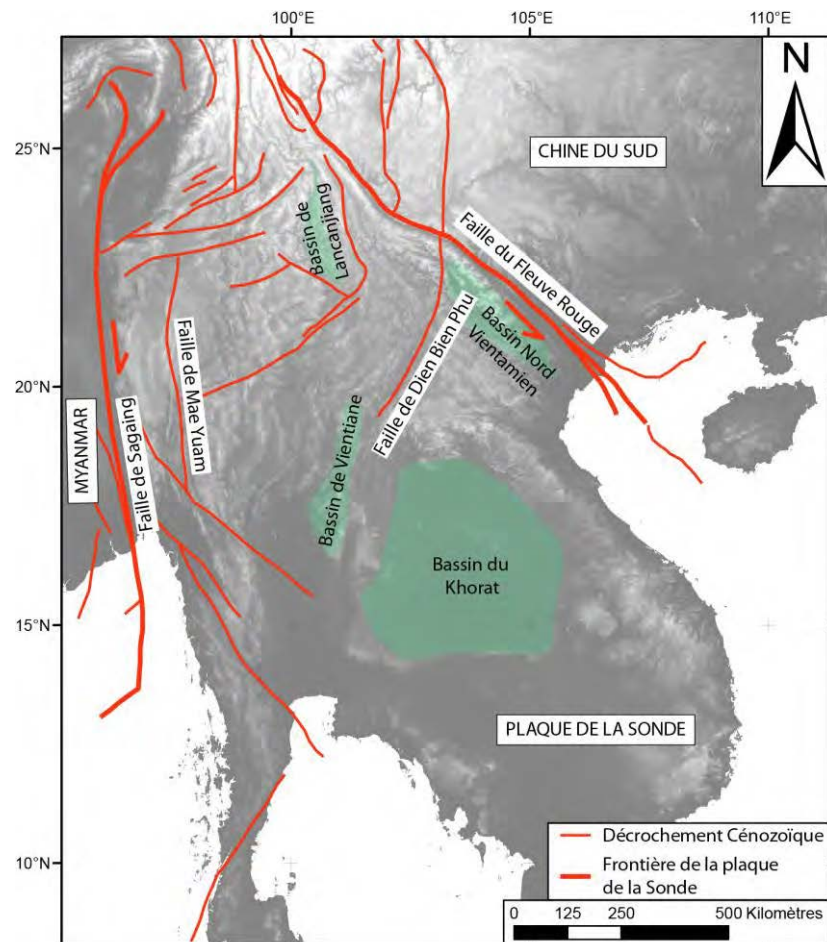


Figure 1.12. Principaux décrochements cénozoïques et localisation des failles et bassins discutés dans le texte.

Le tracé des failles cénozoïques est modifié d'après Socquet et Pubellier (2005), Simons et al. (2007), un modèle numérique de terrain (*Shuttle Radar Topography Mission 90* : <http://srtm.csi.cgiar.org/> ; Farr et al., 2007) et Ferrari et al. (2008) pour la faille de Mae Yuam.

- Faille du Fleuve Rouge

Un déplacement relatif de la plaque de la Sonde vers l'Est par rapport à la Chine du Sud (e.g. Houseman et England, 1993), souvent qualifié d'« extrusion de la plaque de la Sonde » (e.g. Tapponnier et al., 1982), est mis en évidence par des études GPS (Simons et al., 2007) et par la présence, le long de la faille du Fleuve Rouge, de roches métamorphiques montrant des critères de cisaillement sénestre (Leloup et al., 1995 ; Gilley et al., 2003). Un métamorphisme similaire, contemporain de celui présent le long de la faille du Fleuve Rouge et associé au même type de magmatisme, est également décrit le long de la faille de Sagaing (Figure 1.12). Ces faits suggèrent que cette structure accomode également le déplacement de la plaque de la Sonde vers le Sud par rapport à l'Ouest du Myanmar (Barley et al., 2003).

Des quantifications du déplacement de la plaque de la Sonde ont été proposées, essentiellement focalisées sur le déplacement le long de la faille du Fleuve Rouge. Plusieurs études paléomagnétiques et structurales s'accordent sur un déplacement

relatif entre la plaque de la Sonde et la Chine du Sud depuis le Crétacé de plusieurs centaines de kilomètres (1500 ± 800 km : Yang Z. et Besse, 1993 ; 300 à 500 km : Richter et Fuller, 1996 ; supérieur à 500 km : Leloup et al., 1995 ; 1300 ± 800 km : Sato et al., 1999). Le décalage de roches magmatiques potassiques paléogènes, supposées initialement en vis-à-vis, est également employé pour proposer un déplacement sénestre de l'ordre de 600 km depuis la fin du Paléogène (Chung S.-L. et al., 1997). D'autres études, en revanche, suggèrent que la faille du Fleuve Rouge représente une structure purement crustale qui accommode un cisaillement sénestre d'amplitude non quantifiée mais probablement beaucoup plus réduite que les 500 à 1000 km classiquement évoqués (Searle et al., 2006, 2007, 2010).

De la même manière que pour la faille de Mae Yuam, la faille du Fleuve Rouge est parfois supposée être superposée à une suture (e.g. Yan D.-P et al., 2006).

- Faille de Dien Bien Phu

La faille de Dien Bien Phu, active actuellement (e.g. Simons et al., 2007), présente un décalage dextre de ca. 40 km (Roger et al., 2014). Cette faille, active dès le Ladinien-Carnien, a été réactivée au Crétacé puis au Cénozoïque (Roger et al., 2014).

Par ailleurs, une suture ophiolitique « incertaine » ayant une direction globalement parallèle à celle de la faille de Dien Bien Phu (dite suture de « Nan Uttaradit – Luang Prabang ») a été mentionnée par Hutchison (1975). Cette hypothèse repose sur l'existence de roches mafiques au voisinage de la faille (e.g. Saurin, 1962). L'existence d'une suture parallèle à la faille de Dien Bien Phu, représentant le prolongement vers le Nord de la suture de Nan Uttaradit (cf. section 2.2.), est depuis régulièrement évoquée (e.g. Metcalfe, 2002 ; Wakita et Metcalfe, 2005 ; Saesaengseerung et al., 2008 ; Zahirovic et al., 2014) bien qu'aucune étude portant sur les roches mafiques supposées représenter une suture « incertaine » n'ait été entreprise depuis la proposition d'Hutchison en 1975.

2.5.2. Discordances jurassiques et crétacées majeures

Une discordance majeure du Jurassique supérieur a été mise en évidence dans les bassins du Khorat (Stokes et al., 1996 ; Lovatt Smith et Stokes, 1997 ; Sanematsu et al., 2010) et de Vientiane (Stokes et al., 1996 ; Lovatt Smith et Stokes, 1997 ; Figures 1.12 et 1.13). Cette discordance, correspondant à une lacune du Jurassique inférieur et moyen, a initialement été attribuée à une collision continentale (Stokes et al., 1996 ; Racey et al., 1997). L'absence de métamorphisme et de plutonisme pendant cette période a conduit Stokes, en 2011, à revoir cette interprétation au profit d'une orogénèse intracontinentale (« l'événement Cimmérien », e.g. Racey, 2009 ; Stokes, 2011), qui reste cependant peu documentée. Une discordance entre le Trias supérieur et le Jurassique inférieur est également documentée dans le Bassin de Lancanjiang (Feng Q.-L. et al., 2005b).

Un second épisode de déformation à la fin du Crétacé inférieur a été mis en évidence dans le Nord du Bassin du Khorat (Lovatt Smith et al., 1996 ; Figure 1.13). L'existence de chevauchements est également reportée au début du Crétacé supérieur (Hansen et Wemmer, 2011), ils pourraient correspondre au même épisode de

déformation. Un épisode d'exhumation rapide à la limite Crétacé inférieur-Crétacé supérieur a par ailleurs été mis en évidence par des analyses de traces de fission sur des apatites prélevées dans des granites mis en place au Trias supérieur dans le Nord du Vietnam (Roger et al., 2014).

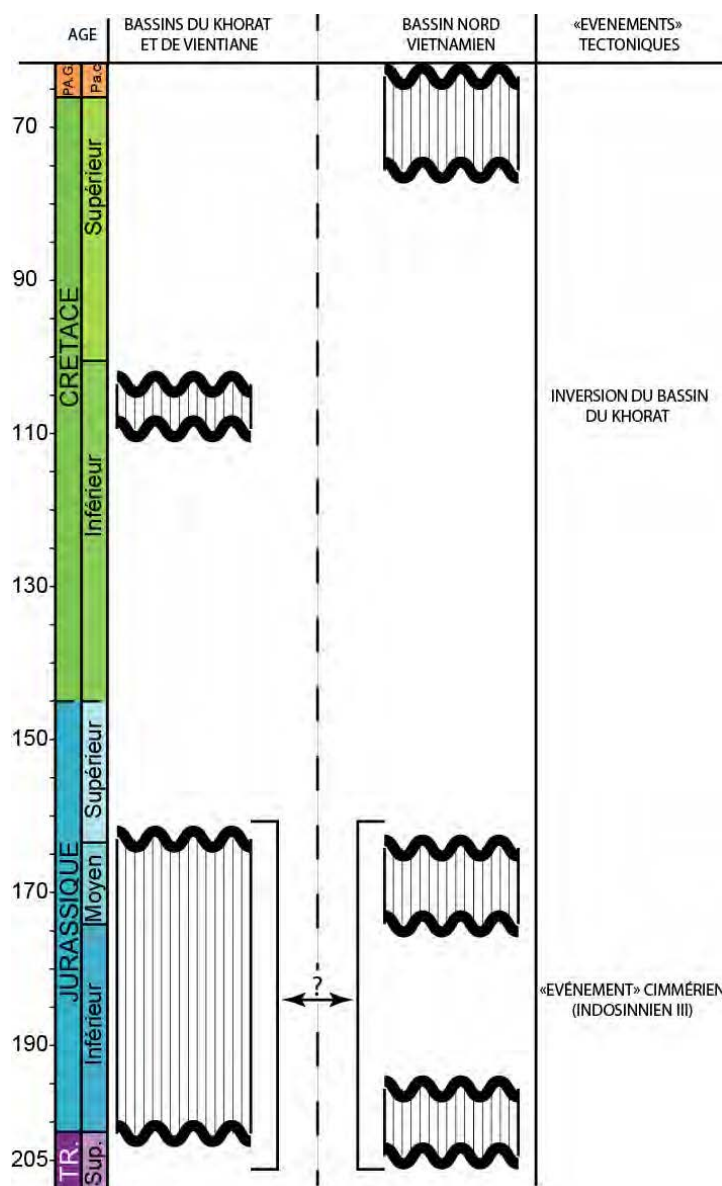


Figure 1.13. Principales discordances au Jurassique et au Crétacé dans les bassins du Khorat, de Vientiane et du Nord du Vietnam.

D'après Lovatt Smith et Stokes, 1997 et Racey, 2009 (Bassin du Khorat et de Vientiane) et Thanh, 2007 ; Tuyet et al., 2005 et Long et al., 2001 (Bassin Nord Vietnamien). TR. : Trias, PA.G. : Paléogène, Pa.c. : Paléocène.

3. Modèles d'évolution géodynamique

3.1. Corrélations entre les limites et configuration des blocs

Dans les modèles d'évolution géodynamique d'échelle régionale, des corrélations entre des limites de bloc parfois relativement éloignées géographiquement sont

proposées. Ces corrélations sont basées sur la continuité spatiale de plusieurs fragments de sutures, sur des âges et des caractéristiques géochimiques similaires, sur la quantification du décalage le long des décrochements postérieurs au Trias ou encore sur des pendages de subduction identiques. Différentes hypothèses proposées dans la littérature sont indiquées dans les Tableaux 1.4 et 1.5 et illustrées dans la Figure 1.14.

Tableau 1.4. Corrélations proposées entre les différentes limites de blocs.

	MY	CM	IN	JH	NU	L	AS	SM	SD	SC	B
MY											
CM											
IN	1	2, 3, 4, 5									
JH			7, 8, 10, 16								
NU		6		2, 5							
L			9								
AS					9, 10						
SM							5, 11, 12, 13, 15				
SD											
SC								14			
B							15	15			

MY : Mae Yuam ; CM : Changning Menglian ; IN : Inthanon ; JH : Jinghong ; NU : Nan Uttaradit ; L : Loei ; AS : Ailaoshan ; SM : Song Ma ; SD : Song Da ; SC : Song Chay ; B : Babu.
Les numéros correspondent aux arguments employés et aux publications dans lesquels ceux-ci sont développés (Tableau 1.5).

Tableau 1.5. Principaux arguments utilisés pour établir les corrélations entre limites de bloc.

Numéro	Référence	Argument(s) principaux
1	Feng Q. et al., 2004 ; 2005a	Assemblages de radiolaires
2	Sone et Metcalfe, 2008	Stratigraphie
3	Feng Q. et al., 2002	Assemblage de radiolaires
4	Thassanapak et al., 2011	Assemblage de radiolaires
5	Metcalfe, 2011a	Modèle paléogéographique général
6	Acharyya, 1998	Modèle paléogéographique général
7	Barr et al., 2006	Géochronologie, géochimie
8	Barr et al., 2000	Géochronologie, géochimie
9	Panjasawatwong et al., 2006	Géochimie
10	Feng Q. et al., 2005a	Stratigraphie
11	Lai C.-K. et al., 2014a et b	Géochimie
12	Fan W. et al., 2010	Géochimie
13	Roger et al., 2014	Décalage par la faille de Dien Bien Phu
14	Faure et al., 2014	Décalage par la faille du Fleuve Rouge
15	Cai J.-X. et Zhang K.-J., 2009	Décalage par la faille du Fleuve Rouge
16	Ridd, 2014	Stratigraphie

Les numéros correspondent aux corrélations entre les sutures indiquées dans le Tableau 1.4.

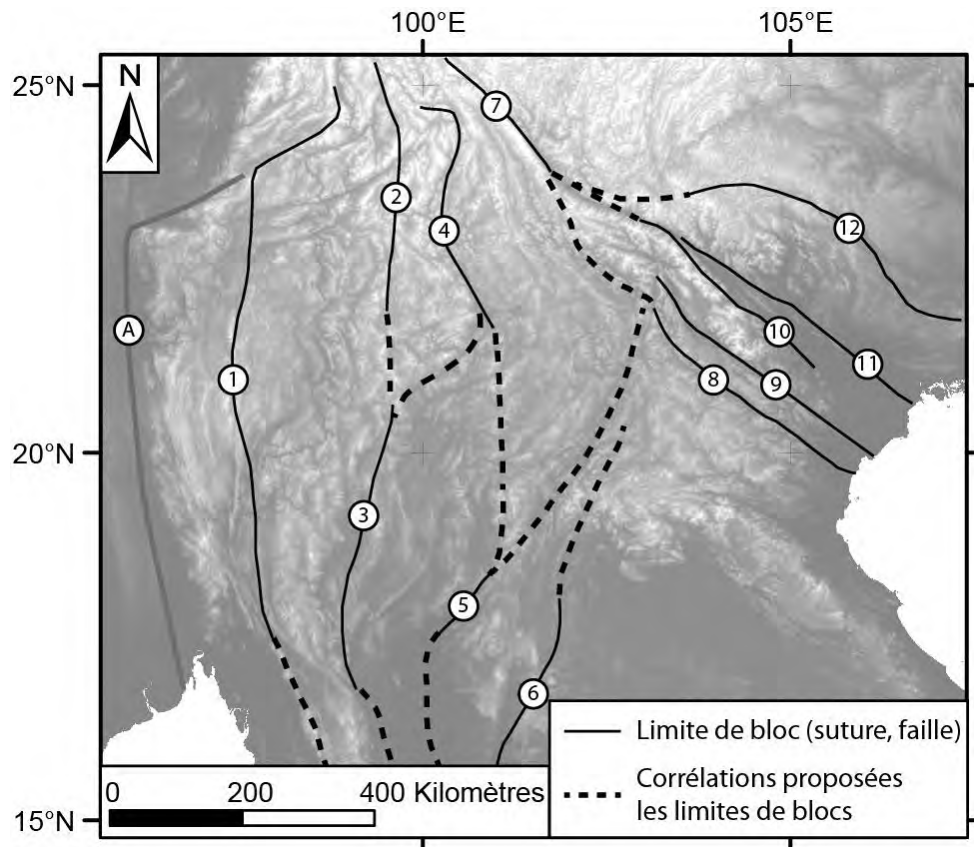


Figure 1.14. Corrélations proposées entre les limites de blocs.

Différentes combinaisons de limites définissent les blocs. A : ceinture métamorphique de Mogok (Barley et Pickard, 2003 ; Mitchell et al., 2012), formant la limite occidentale du domaine Est Téthysien. 1 : Mae Yuam, 2 : Changning Menglian, 3 : Inthanon, 4 : Jinghong, 5 : Nan Uttaradit, 6 : Loei, 7 : Ailaoshan, 8 : Song Ma, 9 : Song Da, 10 : Ailaoshan-Fleuve Rouge, 11 : Song Chay, 12 : Babu. Les propositions de corrélations entre les sutures sont issues de la bibliographie et sont récapitulées dans les Tableaux 1.4. et 1.5.

De nombreuses configurations de bloc ont donc été proposées à partir des différentes combinaisons de limites de bloc reconnues (Figure 1.16, Tableau 1.6). Des configurations de bloc distinctes sont parfois désignées selon le même terme ; ces configurations sont signalées par des lettres dans la Figure 1.16. Par exemple, le bloc « Sibumasu » tel que défini par Sone et Metcalfe (2008, Sibumasu A, Figure 1.16) est différent du bloc « Sibumasu » tel que défini par Ferrari et al. (2008, Sibumasu B, Figure 1.16). *A contrario*, des noms différents sont parfois utilisés pour désigner la même configuration de bloc. Par exemple, le bloc Indochine C (Figure 1.16) est appelé « Indochine » par Sone et Metcalfe (2008) tandis Cocks et Torsvik (2013) l'appellent « Annamia ». Les noms attribués dans la Figure 1.16 et le Tableau 1.6 reprennent des noms de blocs parmi les plus fréquemment employés, mais ceux-ci peuvent changer d'une publication à l'autre.

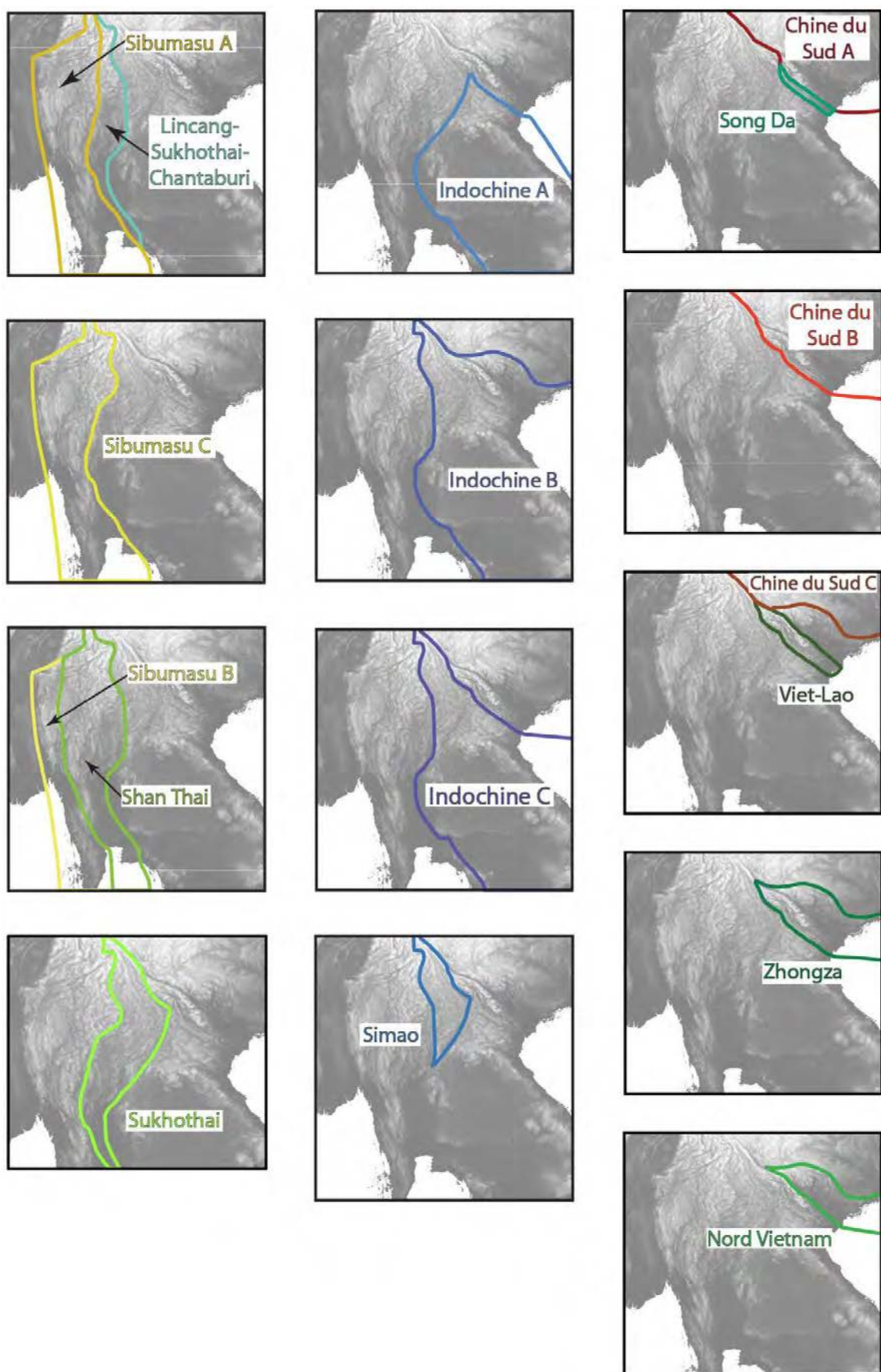


Figure 1.16. Configurations des blocs du domaine Est Téthysien au Permien et/ou au Trias. Les limites et références principales pour chacune des configuration de bloc sont indiquées dans le Tableau 1.6.

Tableau 1.6. Configuration des blocs du domaine Est Téthysien au Permien et au Trias.

Bloc	Limites, remarques	Références principales
Sibumasu A	Délimité à l'Ouest par la ceinture de Mogok et à l'Est par les sutures ophiolitiques de Changning Menglian et Inthanon.	Metcalfe, 1988, 2011a.
Sibumasu B	Délimité à l'Ouest par la ceinture de Mogok et à l'Est par la faille de Mae Yuam.	Ferrari et al., 2008
Sibumasu C	Délimité à l'Ouest par la ceinture de Mogok et à l'Est par la faille Cénozoïque de Chiang Rai (« suture cryptique ») et de Jinghong.	Ridd, 2014
Shan Thai	Délimité à l'Ouest par la faille de Mae Yuam et à l'Est par les sutures ophiolitiques de Jinghong et de Nan Uttaradit.	Ferrari et al., 2008
Sukhothai	Délimité à l'Ouest par les sutures de Jinghong et Inthanon et à l'Est par les sutures de l'Ailaoshan et de Nan Uttaradit.	Barr et al., 2006
Lincang-Sukhothai-Chanthaburi	Délimité à l'Ouest par les sutures de Changning Menglian et Inthanon, et à l'Est par les sutures de Jinghong et de Nan Uttaradit.	Sonne et Metcalfe, 2008
Simao	Délimité au Nord par la suture de l'Ailaoshan, à l'Ouest par la suture de Jinghong et Nan Uttaradit, et à l'Est par la faille Cénozoïque de Dien Bien Phu. Ce bloc est souvent rattaché au bloc Indochine, bien qu'un domaine océanisé soit parfois supposé entre ce bloc et celui de l'Indochine (e.g. Hutchison, 1975 ; Wakita et Metcalfe, 2005). La partie Ouest de ce bloc est rattachée à l'arc volcanique de Sukhothai par Ridd (2014), mais la frontière orientale de ce bloc n'est pas discutée dans cette publication.	Wu H. et al., 1995 ; Metcalfe, 2002 ; Wakita et Metcalfe, 2005
Loei	Délimité à l'Ouest par la suture de Nan Uttaradit et la faille Cénozoïque de Dien Bien Phu, et à l'Est par la suture de Loei.	Burrett et al., 2014
Nord Vietnam	Délimité au Nord par la suture de Babu et au Sud par la suture de l'Ailaoshan (celle-ci étant distincte de la suture de Song Ma).	Yan D.-P. et al., 2006
Zhongza	Délimité au Nord par la suture de Babu et au Sud par la suture de Song Ma.	Ferrari et al., 2008 ; Burrett et al., 2014
Song Da	Délimité au Nord par le rift de Song Da, supposé correspondre à un domaine océanisé, et au Sud par la suture de Song Ma.	Liu J. et al., 2012
Viet-Lao	Délimité au Nord par la suture de l'Ailaoshan et au Sud par la suture de Song Ma. Ce bloc est supposé être un fragment du bloc Chine du Sud décalé ultérieurement par le jeu de la faille du Fleuve Rouge par Cai X.-J. et Zhang K.-J. (2009) et Faure et al. (2014).	Yan D.-P. et al., 2006
Fragment Indochinois	Délimité au Nord par la suture de Song Chay et au Sud par la faille du Fleuve Rouge qui isolerait ce bloc au sein du bloc Chine du Sud au Cénozoïque.	Faure et al., 2014
Chine du Sud A	Délimité par les sutures de l'Ailaoshan et par le domaine océanisé de Song Da.	Liu J. et al., 2012
Chine du Sud B	Délimité par les sutures de l'Ailaoshan et Song Ma.	Ridd, 1971 ; Wang Y. et al., 2013
Chine du Sud C	Délimité par les sutures de l'Ailaoshan, Babu.	Cai X.-J. et Zhang K.-J., 2009
Indochine A	Délimitée à l'Ouest par les sutures de Nan Uttaradit et la faille Cénozoïque de Dien Bien Phu, et au Nord par la suture de Song Ma.	Metcalfe, 2002 ; Lepvrier et al., 2004
Indochine B	Délimitée au Nord par la suture de Babu. Les autres limites ne sont pas explicitement mentionnées et sont déduites d'après la figure 5 de Cai X.-J. et Zhang K.-J. (2009).	Cai X.-J. et Zhang K.-J., 2009
Indochine C	Délimité à l'Ouest par les sutures de Nan Uttaradit et Jinghong et au Nord par les sutures de l'Ailaoshan et Song Ma.	Sone et Metcalfe, 2008

3.2. Pendage des subductions et âge des collisions

Les mouvements des blocs les uns par rapport aux autres depuis leur séparation jusqu'à leur collision, le pendage des subductions et l'âge des collisions sont diversement interprétés selon les modèles d'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien.

L'âge des collisions est déduit de l'âge des grandes discordances (e.g. Blondel, 1929 ; Fromaget, 1929), des chevauchements (e.g. Lepvrier et al., 2011 ; Roger et al., 2012), du métamorphisme (e.g. Carter et al., 2001, 2008 ; Nakano et al., 2010 ; Zhang R.Y. et al., 2013) ou du magmatisme (e.g. Liu J. et al., 2012). La déduction de l'âge des collisions à partir de la datation des granitoïdes fait l'objet d'interprétations diverses. En effet, le contexte géodynamique de mise en place de roches magmatiques définissant une série calco-alcaline peut être interprété soit comme du magmatisme d'arc (e.g. Barr et al., 2000, 2006) soit comme du magmatisme tardi-orogénique (e.g. Srichan et al.,

2009 ; Peng T. et al., 2008 ; 2013). L'interprétation retenue se base sur l'âge du magmatisme par rapport à celui de la discordance régionale supposée être liée à l'événement géodynamique étudié. Si le magmatisme est plus vieux que la discordance, il est interprété comme du magmatisme d'arc, s'il est plus jeune il est interprété comme du magmatisme tardi-orogénique. Ces interprétations sont débattues dans la mesure où l'âge des discordances est incertain (e.g. discordance d'âge Trias supérieur à Crétacé supérieur dans le Nord du Vietnam, Lacassin et al., 1998). Les interprétations peuvent également différer si plusieurs discordances n'ayant pas le même âge sont reconnues (e.g. Thanh, 2007). Par exemple, dans le Nord du Vietnam, pas moins de 2 discordances intra-permiennes, 4 discordances intra-triasiques et 1 discordance entre le Trias et le Jurassique sont identifiées (e.g. Tuyet et al., 2005).

Les pendages des subductions sont déduits des analyses structurales. Cette interprétation nécessite cependant une hypothèse sur le caractère synthétique ou antithétique des chevauchements par rapport au plan de subduction (e.g. Singharajwarapan et Berry, 2000 ; Hara et al., 2009).

La localisation du magmatisme d'arc par rapport à la position de la suture ophiolitique correspondante est évoquée pour justifier le pendage d'une subduction (e.g. Kamvong et al., 2014). Cela implique une interprétation sur le contexte géodynamique de mise en place de roches calco-alcalines (magmatisme d'arc vs magmatisme tardi-orogénique).

Les différentes interprétations proposées sur l'âge des collisions et sur le pendage des subductions sont résumées dans le Tableau 1.7 et dans la Figure 1.17.

Tableau 1.7. Ages des collisions et polarités des subductions entre les différents blocs constituant le domaine Est Téthysien.

Limite de bloc	Age de la collision	Polarité de la subduction (coordonnées actuelles)	Références principales
1 Mae Yuam	Entre le Rhétien (Trias supérieur) et le Toarcien (Jurassique inférieur)		Ishida et al., 2006
	Post Carnien (Trias supérieur)		Kamata et al., 2002
		Double polarité	Ferrari et al., 2008
	Trias supérieur		Feng Q. et al., 2004 Hirsch et al., 2006 Hisada et al., 2004
2 Changning-Menglian	Trias supérieur	Vers l'Est	Metcalf, 2011a
	Trias moyen	Vers l'Est	Sone et Metcalfe, 2008
	Trias inférieur	Vers l'Est	Wang Y. et al., 2010 Peng T. et al., 2013
	Trias	Vers l'Est	Domeier et Torsvik, 2014
	Permien supérieur		Li P. et al., 2004
		Vers l'Est	Jian P. et al., 2009a et b
	Post Permien moyen		Wu H. et al., 1995
3 Inthanon	Post Carnien (Trias supérieur)		Saesaengseerung et al., 2007
	Trias supérieur	Vers l'Est	Metcalf, 2011 Zaw et al., 2014 Ridd, 2014
			Hara et al., 2013
	Post Trias moyen		Sashida et al., 2000
		Vers l'Est	Barr et al., 2000, 2006
	Trias moyen	Vers l'Est	Sone et Metcalfe, 2008 Cocks et Torsvik, 2013
			Dong G. et al., 2013
4 Jinghong	Trias supérieur		Peng T. et al., 2008, 2013 Wang Y. et al., 2010
	Trias moyen	Vers l'Est	Hennig et al., 2009
	Trias inférieur		Metcalf, 2011
	Permien supérieur		Li G. et al., 2012
	Post Permien inférieur		
5 Nan Uttaradit	Trias supérieur	Vers l'Est	Kamvong et al., 2014

		Vers l'Ouest	Bunopas et al., 2001 Singharajwarapan et Berry, 2000 Bunopas et Khositantont, 2002 Chonglakmani, 2011
		Post Trias moyen	Saesaengseerung et al., 2008
		Trias moyen à supérieur	Vers l'Ouest Khsositantont et al., 2007
		Trias moyen	Vers l'Est Salam et al., 2014
			Vers l'Ouest Boonsoong et al., 2011
		Trias inférieur	Vers l'Est Lepvrier et al., 2004 Zaw et al., 2014
		Permien supérieur	Metcalfe, 2011a
		Permien moyen	Vers l'Ouest Hirsch et al., 2006
		Permien moyen à supérieur	Vers l'Est Salam et al., 2014
6	Loei	Permien moyen	Vers l'Est Boonsoong et al., 2011
			Vers l'Ouest Malila et al., 2008
		Permien inférieur ou antérieur	Okuzawa et al., 2009
		Trias supérieur	Fan W. et al., 2010
			Vers le Nord Yan D.-P. et al., 2006
		Trias moyen	Vers le Sud Wang X. et al., 2000
		Trias inférieur	Vers le Sud Lai et al., 2014a et b Zaw et al., 2014
7	Ailaoshan	Permien supérieur – Trias Inférieur	Vers le Sud Domeier et Torsvik, 2014
		Permien supérieur	Vers le Sud Jian P. et al., 2009a, b
		Entre le Carbonifère supérieur et le Trias supérieur	Vers le Sud Yumul et al., 2008
		Post Permien Inférieur	Vers le Sud Wang B. et al., 2014
		Trias supérieur	Vers le Sud Yan D.-P. et al., 2006 Liu J. et al., 2012
		Trias moyen	Zhang R.Y. et al., 2013 Cocks et Torsvik, 2013
			Vers le Sud Faure et al., 2014
		Trias inférieur	Vers le Nord Lepvrier et al., 2004, 2008 Osanaï et al., 2008
			Vers le Sud Hoa et al., 2008a Zaw et al., 2014 Kamvong et al., 2014
		Trias	Trung et al., 2006 Vers le Sud Vuong et al., 2013
			Vers le Nord Nakano et al., 2010
		Permien supérieur – Trias Inférieur	Vers le Sud Domeier et Torsvik, 2014
9	Song Da	Trias supérieur	Vers le Sud Liu J. et al., 2012
10	Ailaoshan- Fleuve Rouge	Trias supérieur	Vers le Nord Yan D.-P. et al., 2006
11	Song Chay	Trias moyen	Vers le Sud Faure et al., 2014
		Trias	Lepvrier et al., 2011
12	Babu	Trias supérieur	Vers le Sud Yan D.-P. et al., 2006 Cai J.-X. et Zhang K.-J., 2009
		Trias moyen	Vers le Sud Wu G. et al., 1999
			Vers le Sud Zhong D. et al., 1999

Les numéros de la première colonne se réfèrent à ceux des Figures 1.16 et 1.17.

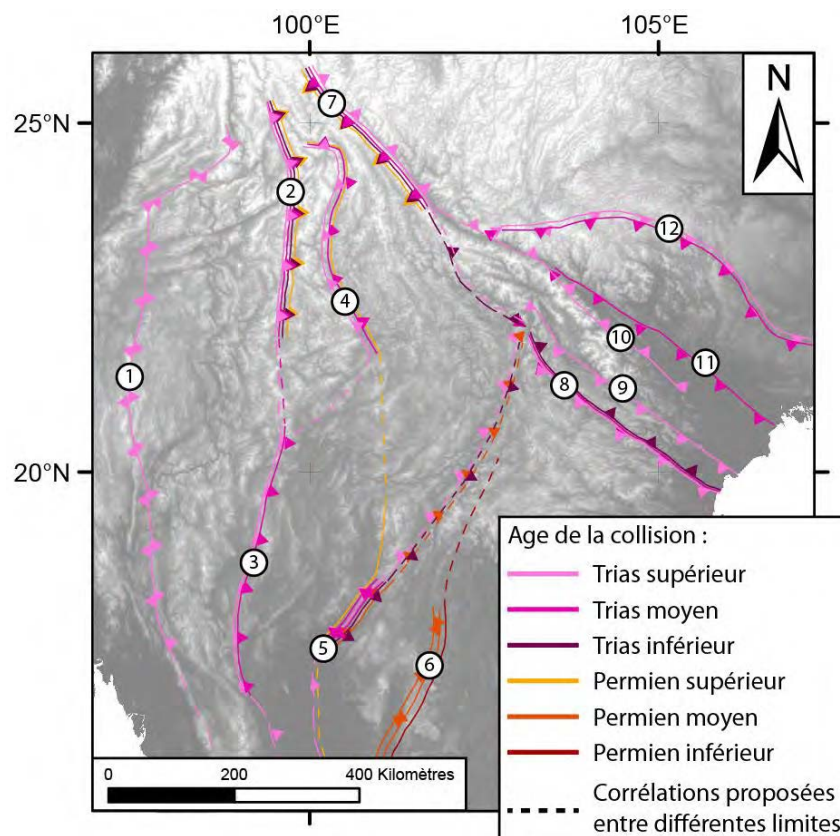


Figure 1.17. Synthèse des différents modèles d'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien au Permien et au Trias.

Les lignes de couleurs correspondent aux limites de blocs présentées dans la Figure 1.16. Les couleurs correspondent à l'âge des collisions entre les blocs situés de part et d'autre des limites; la présence de lignes de plusieurs couleurs pour une même limite de bloc montre les différentes interprétations sur l'âge des collisions. Les barbules indiquent la polarité des subductions ; les barbules indiquant des directions opposées sur des lignes différentes soulignent l'existence de désaccords sur la polarité de la subduction alors que les barbules indiquant des directions opposées sur la même ligne représentent une subduction à double pendage.

3.3. Localisation de la « branche principale » de la Paléotéthys

Dans les modèles géodynamiques du domaine Est Téthysien, les limites de bloc n'ont pas toutes la même signification paléogéographique : certaines correspondent à un domaine océanique de grande extension tandis que d'autres correspondent à des bassins arrière arc ou des diverticules de la Paléotéthys (le Golfe de Gascogne est un exemple analogue actuel vis-à-vis de l'Atlantique). Ce domaine océanique de grande extension (plusieurs milliers de kilomètres), appelé « océan principal » (e.g. Sone et Metcalfe, 2008), est interprété comme la branche principale de la Paléotéthys. La localisation et l'estimation de la dimension de cet océan (plusieurs milliers de kilomètres de large) reposent sur l'existence de provinces paléobiogéographiques et de paléoenvironnements distincts de part et d'autre au Carbonifère et au Permien. D'autres arguments basés sur la géochimie des ophiolites sont invoqués.

La localisation de la Paléotéthys a fait l'objet de plusieurs hypothèses (Tableau 1.8, Figure 1.18), certaines ont été abandonnées suite à l'acquisition de nouvelles données, portant essentiellement sur la localisation de la limite des provinces paléobiogéographiques. C'est le cas des sutures de l'Ailaoshan (Zhang K.-J., 1998) et de

Nan Uttaradit (Metcalf, 1988), dorénavant abandonnées au profit des sutures de Changning Menglian et Inthanon (e.g. Wu H. et al., 1995, 1998 ; Shen S. et al., 2002 ; Jian P. et al., 2009 et b ; Metcalf, 2011a). Néanmoins, les sutures de Changning-Menglian et Inthanon ne sont pas toujours corrélées entre elles : la suture d’Inthanon est parfois reliée à la suture de Jinghong (e.g. Barr et al., 2006 ; Ridd et al., 2014). La localisation de la Paléotéthys fait aussi l’objet de débats entre la suture de Mae Yuam (e.g. Ferrari et al., 2008) et les sutures de Changning-Menglian et Inthanon (e.g. Sone et Metcalf, 2008) du fait de la présence de formations contenant des fossiles appartenant à la province paléobiogéographique cathaysienne entre la faille de Mae Yuam et la suture d’Inthanon. Ridd (2014) suggère le caractère allochtone de ces formations et estime donc que la Paléotéthys est localisée au niveau de la suture d’Inthanon.

Tableau 1.8. Hypothèses sur la localisation de la « branche principale » de la Paléotéthys.

Océan principal	Arguments principaux	Références principales
Mae Yuam	Paléobiogéographie, présence de spinelles chromifères	Ueno et Hisada, 2001 Hisada et al., 2004, 2006 Hirsch et al., 2006 Ferrari et al., 2008
Changning-Menglian	Paléobiogéographie, géochimie	Wu H. et al., 1995 Jian P. et al., 2009a et b.
Inthanon	Caractère allochtone des fossiles cathaysiens situés entre Inthanon et Mae Yuam Géochimie	Ridd, 2014 Phajuy et al., 2005
Ensemble Changning-Menglian et Inthanon	Paléobiogéographie, durée de l’enregistrement sédimentaire dans les bassins océaniques	Sone et Metcalf, 2008
Jinshajiang-Ailaoshan	Paléobiogéographie	Zhang K.-J., 1998
Nan Uttaradit	Paléobiogéographie	Metcalf, 1988 Bunopas et al., 2001 Bunopas et Khositant, 2002

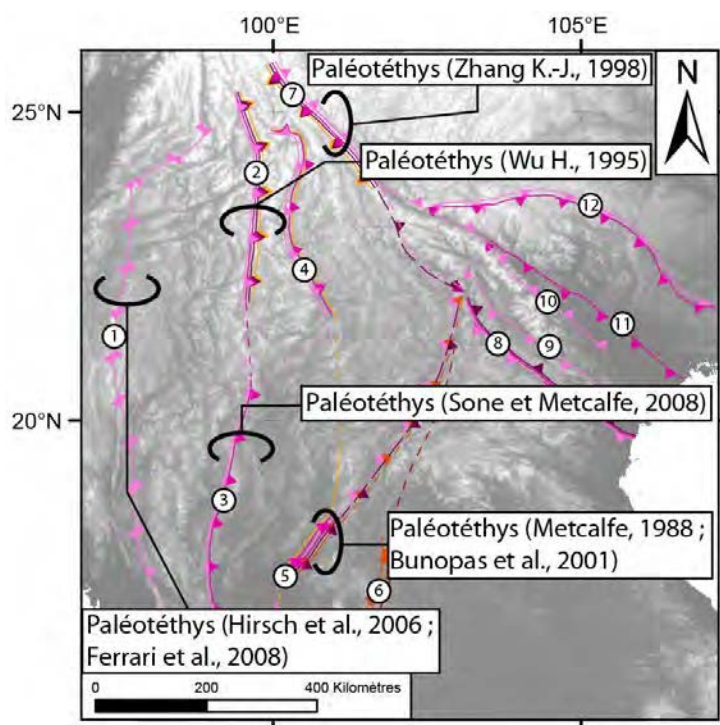


Figure 1.18. Localisations proposées de la « branche principale » de la Paléotéthys. Légende : cf. Figure 1.17.

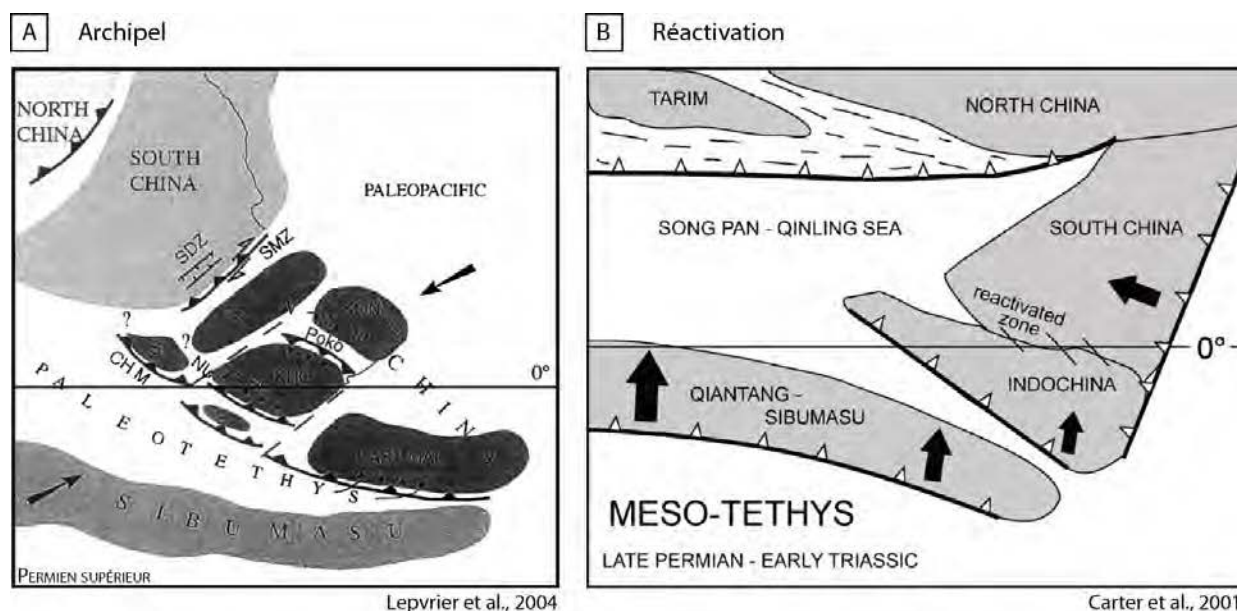
3.4. Présentation schématique de quelques modèles

Deux grands types de modèles (Figure 1.19) peuvent être distingués parmi les schémas proposés pour l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien. Ils diffèrent par le nombre et la nature des orogénèses impliquées dans la construction de l'Asie du Sud Est au Permien et au Trias.

Il est ainsi distingué :

- des modèles de type « archipel » (Figure 1.19A, e.g. Lévrier et al., 2004). Ces modèles proposent l'existence de plusieurs chaînes de collision dans le domaine Est Téthysien,
- un modèle de type « réactivation de zone de faiblesse lithosphérique » (Figure 1.19B, e.g. Carter et al., 2001). Ce modèle propose l'existence d'une orogénèse intracontinentale se développant au niveau des zones de faiblesse lithosphérique sous l'effet de contraintes lointaines.

Une comparaison de différents modèles est schématisée dans la Figure 1.20.



➤ Plusieurs collisions continent-continent ➤ Orogénèse(s) intracontinentale(s)

Figure 1.19. Familles de modèles d'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien du Permien supérieur – Trias inférieur.

A. Modèle de type « archipel » (exemple : Lévrier et al., 2004). KON : Kontum, KHO : Khorat, TS : Truong Son, Su : Sukhothai, Si : Simao, CH M : suture de Chiang Mai (Inthanon), NU : suture de Nan Uttaradit, SMZ : zone de Song Ma, SDZ : zone de Song Da.

B. Modèle de type « réactivation » (exemple : Carter et al., 2001).

3.4.1. Modèles de type « archipel »

Ces modèles (Figure 1.19A ; Lévrier et al., 2004) envisagent l'existence simultanée de plusieurs domaines océaniques (i.e. lithosphère océanique) et un nombre relativement important (au moins trois) de plaques et microplaques, constituées en partie de lithosphère continentale, qui correspondent aux blocs reconnus. Ce type de modèle envisage l'existence de plusieurs chaînes de collision, précédées par des chaînes

de subduction correspondant à la disparition des domaines océaniques reconnus. Ces modèles sont de deux types : qualitatifs, ou, plus récemment, semi-quantitatifs.

Les modèles qualitatifs se distinguent par des résolutions temporelles et spatiales variables (Figure 1.20). Certaines reconstitutions sont réalisées pour des Périodes entières (exemple l'ensemble du Permien : Shi G.R., 2006) et sont donc relativement imprécises. Plus communément, les modèles sont proposés pour des Epoques (Trias inférieur, Trias supérieur), ils ont alors une meilleure précision temporelle, variable en fonction de la durée des Epoques. Certaines Epoques sont parfois omises (modèle de Metcalfe, 2011a ; Figure 1.20 : pas de modèle proposé au Trias inférieur et moyen).

La résolution spatiale des modèles est également variable. La plupart d'entre eux se focalise sur une région ou une limite de bloc particulière (par exemple l'étude de la bordure Est du bloc Sibumasu : Ridd, 2014, non présenté, ou le modèle de Barr et al., 2006, Figure 1.20). D'autres modèles sont proposés pour l'ensemble du domaine Est Téthysien (e.g. Metcalfe, 2011a).

Dans tous ces modèles, la configuration des blocs à un instant donné est réalisée de manière qualitative, c'est-à-dire que les blocs sont positionnés les uns par rapport aux autres sans tenir compte de la position des autres plaques en dehors du domaine Est Téthysien et sans tenir compte de la vitesse des processus géodynamiques. Une nouvelle génération de modèles (modèles « semi-quantitatifs ») prenant en compte ces éléments de contrainte complémentaire est apparue à la fin des années 2000.

Les modèles « semi-quantitatifs » (modèles de Ferrari et al., 2008 et Domeier et Torsvik, 2014 ; Figure 1.20), basés sur des reconstitutions globales, intègrent des données qualitatives et sont donc soumis aux mêmes débats que ceux qui animent les modèles précédents (e.g. Metcalfe, 2009). En revanche, la résolution temporelle de ces modèles est largement supérieure à celle des modèles qualitatifs dans la mesure où les mouvements des plaques sont reconstitués pour des pas de temps de 1 Ma.

Dans ces modèles globaux, il est en outre possible de mesurer et de contrôler la vitesse absolue de déplacement d'une plaque sur un laps de temps défini (20 Ma pour Ferrari et al., 2008 ; 10 Ma pour Domeier et Torsvik, 2014). Ces vitesses absolues moyennées sont alors comparées à une vitesse crédible maximale (20 cm.an⁻¹ pour Ferrari et al., 2008 ; 15 cm.an⁻¹ pour Domeier et Torsvik, 2014) pour discuter de la vraisemblance d'une reconstitution. Cette méthodologie peut alors permettre de trancher entre des hypothèses crédibles ou non du point de vue de la vitesse des plaques qu'elles impliquent. Les vitesses absolues des blocs Chine du Sud et Indochine (appelée Annamia par Domeier et Torsvik, 2014) sont cohérentes avec les vitesses maximales de plaque observée (Figure 1.21), ce qui implique, pour Domeier et Torsvik (2014), que leur modèle est vraisemblable.

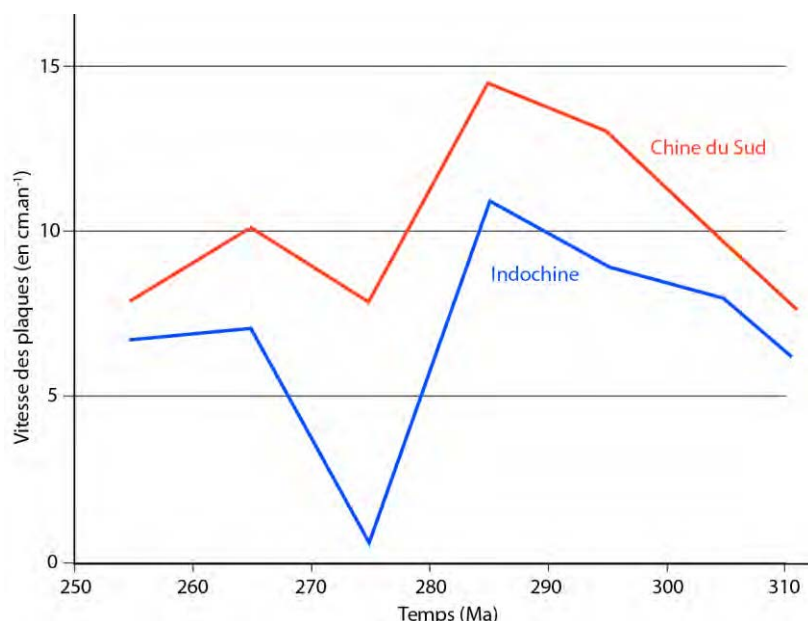


Figure 1.21. Vitesse moyenne (en cm.an^{-1} , sur un pas de temps de 10 Ma) des plaques Indochine (Annamia) et Chine du Sud au Permien dans le modèle de Domeier et Torsvik (2014).

En plus de la vitesse absolue des plaques, le modèle de Domeier et Torsvik (2014) permet d'estimer la vitesse nette de rotation de la lithosphère (dans un référentiel géocentrique). Celle-ci peut ensuite être comparée à une valeur maximale estimée à partir de reconstitutions paléogéographiques récentes afin de tester la crédibilité des reconstitutions proposées. Cette vitesse nette de rotation de la lithosphère est cependant trop importante par rapport aux valeurs attendue *a priori* dans le modèle de Domeier et Torsvik (2014).

Ce type d'approche, qui a le mérite de tester la vraisemblance des reconstitutions proposées, doit néanmoins faire face à deux limitations. La première concerne la vitesse des processus géodynamiques testés, basée sur l'actualisme (la vitesse absolue des plaques au Permien et au Trias est-elle comparable à la vitesse absolue des plaques actuelles, ou est-il possible d'envisager que les plaques pouvaient se déplacer plus vite au Permien - Trias ?). La seconde limitation est que ces modèles supposent une certaine géométrie des plaques lithosphériques au Permien et au Trias. Or les plaques ayant existé au Permien et au Trias ont depuis été largement déformées de telle manière que la reconstitution de leur configuration initiale n'est, en l'état actuel des choses, pas envisageable (cf. section 2.5). Les déformations diffuses intraplaques (flambage lithosphérique) ne sont également pas prises en compte.

3.4.2. Modèles de type « réactivations de zones de faiblesse lithosphérique »

Ce type de modèles envisage l'existence d'un nombre restreint de domaines océaniques par rapport aux modèles de type « archipel ». Certaines limites de blocs supposées correspondre à un domaine océanique dans certains modèles de type « archipel » (e.g. modèle de Liu J. et al., 2012 ; Figure 1.20) ne représentent que des zones de faiblesse lithosphériques, réactivées sous l'effet de contraintes lointaines (e.g. Carter et al., 2001 ; Carter et Clift, 2008 ; Figures 1.19 et 1.20). Ces zones de faiblesse lithosphériques peuvent correspondre à d'anciennes sutures ophiolitiques. Leur réactivation se traduit par le développement d'une chaîne intracontinentale.

Le modèle de type « réactivation de zone de faiblesse » proposé par Carter et al. (2001) et Carter et Clift (2008) entre les blocs Chine du Sud et Indochine (Figure 1.20) est remis en cause sur la base de diverses observations géologiques. En particulier, la mise en évidence de roches métamorphiques de très haut grade (éclogites de basse température, Nakano et al., 2008, 2010) indique l'existence d'une zone de subduction au niveau de la suture de Song Ma. De plus, un modèle en réactivation d'anciennes structures lithosphériques ne permet pas de rendre compte de la présence d'ophiolites carbonifères (Vuong et al., 2013 ; Zhang R.Y. et al., 2014).

4. Conclusion

De nombreux modèles d'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien au Permien et au Trias ont été proposés. Suite à l'avènement de la tectonique des plaques, ces modèles ont évolué avec la reconnaissance du caractère gondwanien de certains blocs, puis avec la prise en compte du caractère composite du domaine Est Téthysien. Les modèles actuels diffèrent par le nombre de blocs reconnus, la configuration des blocs, l'âge et la nature des chaînes (intracontinentales, de subduction ou de collision) ou encore le pendage des subductions. Les nombreux débats relatifs à l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien sont liés aux différentes interprétations des structures et données géologiques permo-triasiques de l'Asie du Sud Est. En particulier, la reconnaissance des sutures ophiolitiques et les corrélations des différents fragments de suture sont discutées. L'interprétation de la signification géodynamique des faciès métamorphiques ou du magmatisme calco-alcalin est également débattue.

Cependant, l'évolution des paléoenvironnements n'est prise en compte qu'à la marge dans les modèles d'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien. Les bassins permo-triasiques, largement répartis dans tout le domaine Est Téthysien et dont l'une des caractéristiques marquante est l'importance des dépôts volcano-sédimentaires, sont pourtant des témoins clefs de l'évolution géodynamique de cette région. Les bassins sédimentaires permo-triasiques couvrent en effet une large partie de l'Asie du Sud Est (Figure 1.22). Par l'intermédiaire des flux terrigènes qui les alimente, ils enregistrent les événements tectono-métamorphiques affectant leurs bassins versants (e.g. Najman, 2006). Les bassins sédimentaires peuvent aussi garder « en mémoire » l'existence d'objets géologiques disparus tels que des édifices volcaniques détruits par l'érosion, ou masqués par du métamorphisme (e.g. Hisada et al., 2004 ; Najman, 2006). Les bassins sont donc des témoins de l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien. Or les différents modèles géodynamiques proposés pour le Permien et le Trias (Figure 1.20) se basent essentiellement sur des études portant sur la tectonique (e.g. Bush et al., 1996 ; Lepvrier et al., 1997 ; 2004 ; 2011), le magmatisme (e.g. Roger et al., 2012 Liu J. et al., 2012 ; Peng T. et al., 2013), les ophiolites (e.g. Thanh et al., 2011 ; Vuong et al., 2013) ou le métamorphisme (e.g. Nakano et al., 2008 ; 2011 ; Zhang, R.Y. et al., 2013) de cette région.

L'évolution des paléoenvironnements permo-triasiques n'est connue que dans les grandes lignes (cf. section 2.5). Les grandes discordances ne sont pas toujours datées précisément (e.g. Racey et al., 1996 ; Lovatt Smith et Stokes, 1997 ; Racey, 2009). L'analyse des bassins sédimentaires peut donc apporter des informations complémentaires sur l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien.

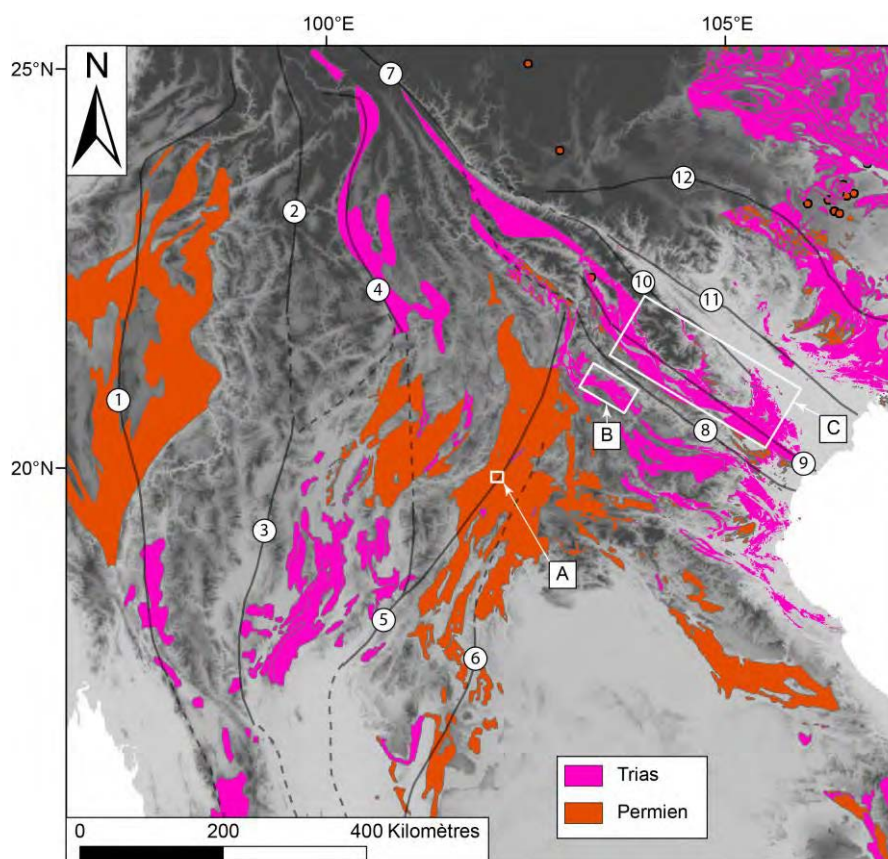


Figure 1.22. Importance des affleurements de roches sédimentaires permo-triasiques en Asie du Sud Est (compilation d'après différentes sources bibliographiques).

1 : Mae Yuam, 2 : Changning Menglian, 3 : Inthanon, 4 : Jinghong, 5 : Nan Uttaradit, 6 : Loei, 7 : Ailaoshan, 8 : Song Ma, 9 : Song Da, 10 : Ailaoshan-Fleuve Rouge, 11 : Song Chay, 12 : Babu.

Bassins étudiés dans ce travail : A : bassin de Luang Prabang ; B : Bassin de Sam Nua ; C : Bassin de Song Da.

La Figure 1.22 souligne la position paradoxale de certains bassins permo-triasiques par rapport à celle de sutures potentielles. Par exemple, si l'on considère la suture potentielle de Babu telle que cartographiée par Cai J.-X. et Zhang K.-J. (2009, n°12 sur la Figure 1.22), celle-ci passe dans un bassin comportant des séries permien et triasiques. Trois possibilités peuvent alors être envisagées :

1. soit il s'agit de sédiments océaniques profonds (radiolarites par exemple),
2. soit l'âge de ces sédiments est mal défini et les séries sédimentaires n'ont pas l'âge qui leur est prêté,
3. soit la suture potentielle n'en est pas une.

Cela souligne à la fois l'intérêt des reconstitutions des environnements de dépôt et de leur datation pour apporter des éléments de réponse à l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien.

Trois bassins de ce domaine ont donc été étudiés dans ce travail. Il s'agit des bassins de Luang Prabang, Sam Nua et Song Da, situés sur le bloc Indochine ou sur des blocs adjacents. Ils ont été sélectionnés du fait de leur position dans le « puzzle tectonique » Est Téthysien (Figure 1.23). Ils sont en effet localisés sur le bloc Indochine qui occupe une position centrale et dont la configuration (Figure 1.16 et 1.23) et l'âge des collisions sont débattus (Figure 1.17). De plus, ces bassins permettent d'étudier

l'évolution de deux marges de ce bloc : sa marge occidentale à travers l'analyse du Bassin de Luang Prabang (Figure 1.23) et sa marge septentrionale à travers l'analyse de deux bassins localisés dans le Nord du Vietnam, les bassins de Sam Nua et Song Da (Figure 1.23).

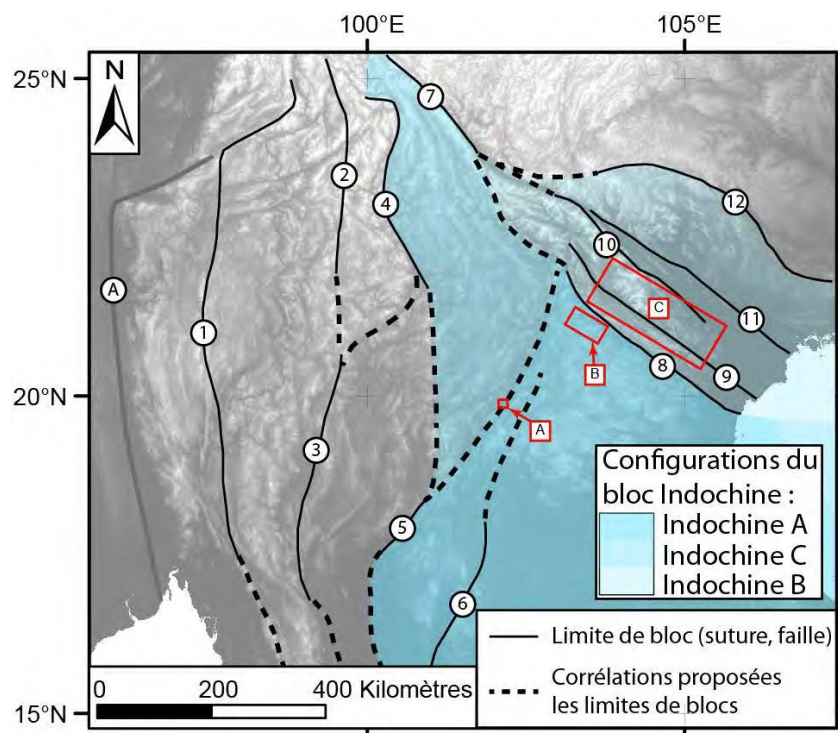


Figure 1.23. Localisation des bassins étudiés dans ce travail dans le bloc Indochine.

Configurations du bloc Indochine : voir Figure 1.16 et Tableau 1.6. Limites de bloc : 1 : Mae Yuam, 2 : Changning Menglian, 3 : Inthanon, 4 : Jinghong, 5 : Nan Uttaradit, 6 : Loei, 7 : Ailaoshan, 8 : Song Ma, 9 : Song Da, 10 : Ailaoshan-Fleuve Rouge, 11 : Song Chay, 12 : Babu.

Bassins étudiés dans ce travail : A : bassin de Luang Prabang ; B : Bassin de Sam Nua ; C : Bassin de Song Da.

Les bassins sédimentaires situés sur le bloc Indochine offrent donc l'opportunité de documenter l'évolution géodynamique d'une large partie du domaine Est Téthysien. Les méthodes utilisées dans le cadre de cette étude sont décrites dans le Chapitre 2. Les résultats des analyses menées dans le Bassin de Luang Prabang sont présentés dans le Chapitre 3. Les bassins de Sam Nua et de Song Da font l'objet du Chapitre 4. L'évolution géodynamique de chacun de ces bassins et leurs implications sur (i) l'évolution géodynamique du bloc Indochine au Permien et au Trias et (ii) l'évolution de la biosphère au Permien et au Trias sont discutés dans le Chapitre 5.

CHAPITRE 2

MÉTHODOLOGIE

1. Introduction.....	62
1.1. Démarche.....	62
1.2. Généralités sur les dépôts volcano-sédimentaires.....	63
2. Géochimie.....	65
2.1. Méthodes analytiques	65
2.2. Diagrammes de discrimination utilisés	65
2.2.1. Fonctionnement des diagrammes	66
2.2.1.1. Roches magmatiques.....	66
2.2.1.2. Roches sédimentaires.....	69
2.2.1.3. Critiques sur les calculs de probabilité.....	70
2.2.2. Evaluation des diagrammes : contexte de subduction versus contexte tardi-orogénique	70
2.2.2.1. Diagrammes pour les roches magmatiques acides (Verma et al., 2013).....	71
2.2.2.2. Diagrammes pour les roches magmatiques intermédiaires (Verma et Verma, 2013)....	72
2.2.2.3. Diagrammes pour les roches silico-détritiques (Verma et Armstrong-Altrin, 2013).....	73
2.2.2.4. Conclusions des tests.....	75
3. Géochronologie U-Pb sur zircon détritique	76
3.1. Principe	76
3.2. Méthodes analytiques	77
3.2.1. Séparations des zircons et biais d'échantillonnage	77
3.2.2. Acquisition des données et biais analytiques.....	79
3.3. Tri et sélection des données	80
3.4. Biais liés aux processus naturels.....	85
3.5. Représentativité de l'échantillonnage et limites de détection	86
3.5.1. Limite de détection pour un grain.....	87
3.5.2. Limite de détection pour trois grains	87
3.5.3. Influence du tri et de la sélection des données sur la représentativité de l'échantillonnage	88
3.6. Age maximum de la sédimentation	88
3.7. Comparaison des distributions d'âges	90
3.7.1. Etude des structures des populations de zircons détritiques.....	90
3.7.2. Représentations graphiques des distributions d'âge et comparaison visuelle	91
3.7.3. Comparaisons quantitatives des distributions d'âge.....	95
3.7.4. Regroupements hiérarchiques.....	98

1. Introduction

1.1. Démarche

Les bassins sédimentaires permo-triasiques couvrent une grande partie de l'Asie du Sud Est (Figure 1.22 ; Chapitre 1) et sont des témoins de l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien. A partir de l'analyse des successions sédimentaires, l'objectif de ce travail a été de reconstituer les paléoreliefs (sédimentologie de faciès et identification des paléoenvironnements, identification des discordances), leur âge et leur évolution (géochemie élémentaire, géochronologie U-Pb/zircon détritiques) et leur contexte géodynamique de mise en place (géochemie élémentaire). La combinaison de ces différentes approches permet de reconstituer l'évolution géodynamique de la région concernée (Figure 2.1).

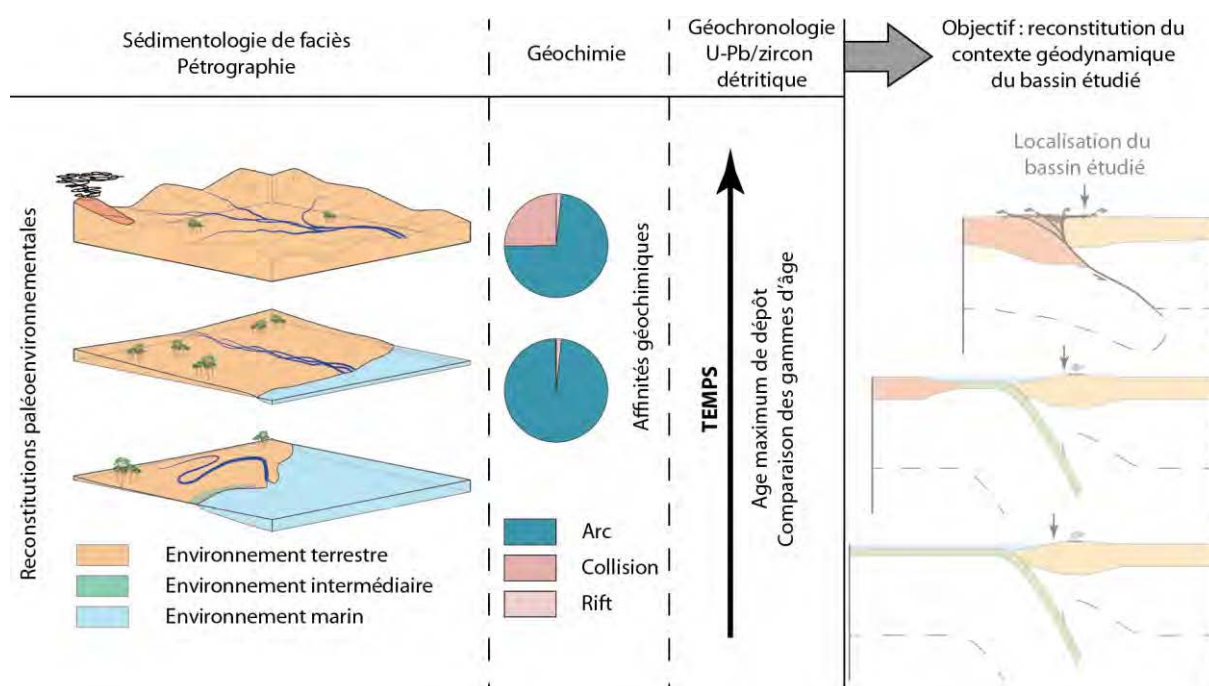


Figure 2.1. Approches développées dans le cadre de cette étude.

La majorité des études réalisées à ce jour dans les bassins sédimentaires permo-triasiques du domaine Est Téthysien a porté sur les paléoenvironnements marins (e.g. El Tabakh et Utha-Aroon, 1998 ; Martini et al., 1998 ; Fontaine, 2002 ; Oo et al., 2002 ; Payne et al., 2006 ; Galfetti et al., 2008 ; Fontaine et al., 2013) et s'est fréquemment focalisée sur la transition Permien-Trias (Payne et al., 2006 ; Son et al., 2007 ; Alego et al., 2007 ; Galfetti et al., 2008). Les données actuellement disponibles sur l'évolution spatiale et temporelle des paléoenvironnements (notamment continentaux) sont parcellaires (e.g. Racey, 2009).

Les environnements de dépôt ne constituent pas des marqueurs directs des contextes géodynamiques, mais témoignent de processus hydrodynamiques dominants, dépendant eux-mêmes, au moins en partie, des gradients topographiques. L'évolution des environnements de dépôts au cours du temps permet donc de reconstituer l'évolution des reliefs. A partir des données géochimiques et géochronologiques obtenues sur le matériel volcano-sédimentaire, une discussion sur le ou les contexte(s)

géodynamique(s) auquel(s) était soumis le bassin étudié sera menée. La reconstitution des paléoenvironnements est basée sur l'étude des faciès sédimentaires, complétée par des analyses pétrographiques afin de déterminer l'origine des flux sédimentaires, l'intensité du remaniement et l'importance de l'altération.

L'une des caractéristiques des bassins permo-triasiques du domaine Est Téthysien consiste en l'importance des dépôts volcano-sédimentaires, continentaux (e.g. Blondel, 1929) ou marins (e.g. El Tabakh et Utha-Aroon, 1998). Les nombreuses définitions et acceptations du sens de ce terme sont brièvement discutées dans la section suivante.

1.2. Généralités sur les dépôts volcano-sédimentaires

Bien que représentant plus du quart des roches sédimentaires phanérozoïques (Orton, 1996), il n'existe pas de classification unifiée pour décrire les roches volcano-sédimentaires. Il n'existe pas non plus d'accord sur les différents types de roches pouvant être considérées comme des roches volcano-sédimentaires. L'emploi du terme « volcano-sédimentaire » et la classification de ces roches font l'objet de débats continus depuis plus de 30 ans. Ces débats, dont la teneur, les détails et les subtilités peuvent être retrouvés dans les références suivantes : Schmid, 1981 ; Orton, 1995 ; Orton, 1996 ; Le Maitre et al., 2002 ; Busby, 2005 ; White et Houghton, 2006 ; Waitt, 2007 (commentaire et réponse de White et Houghton) ; Sohn et al., 2008 ; Manville et al., 2009 ; Sohn et Yoon, 2010 ; Cassidy et al., 2014, portent sur la nécessité de faire la distinction entre des roches sédimentaires détritiques constituées, pour partie au moins, de matériel d'origine volcanique, par rapport aux roches sédimentaires dont la mise en place est contemporaine du volcanisme.

La définition d'une roche volcano-sédimentaire utilisée dans ce travail suit partiellement les recommandations de Le Maitre et al. (2002), elles-mêmes basées sur celles de Schmid (1981). Cette définition est rappelée dans le Tableau 2.1 et est employée ici en raison de son caractère descriptif plutôt qu'interprétatif.

Tableau 2.1. Terminologie employée pour les roches volcano-sédimentaires.

Nom	Tuff Roche volcano-sédimentaire	Tuffite	Roche « classique » sédimentaire
Proportion en pyroclaste (% du volume)	100 % à 75 %	75 % à 25 %	25 % à 0 %
Cette définition des roches volcano-sédimentaires s'applique à la classe granulométrique des lutites et des arénites ($\phi \leq 2$ mm)			
Modifié d'après Schmid, 1981 et Le Maitre et al., 2002			

Cette définition renvoie donc à celle de « pyroclaste ». Selon Le Maitre et al. (2002) et Schmid (1981), un pyroclaste est une particule dont l'origine est directement liée à l'action volcanique, ce qui inclut, outre des éléments d'origine volcanique, les particules de socle arrachées lors d'une éruption. Ces pyroclastes d'origine sédimentaire, plutonique ou métamorphique, peuvent être relativement abondants lorsque le dynamisme éruptif est explosif (éruptions pliniennes et surtout phréatomagmatiques) ce qui favorise la pulvérisation des roches préexistantes à l'éruption. Les pyroclastes sont soit des fragments lithiques, soit des fragments de verre volcanique, soit des minéraux individuels. La définition de pyroclaste proposée par Schmid (1981) et Le Maitre (2002) nécessite donc une interprétation *a priori* sur leur genèse, il ne s'agit pas d'un terme descriptif.

Pour éviter d'utiliser un terme interprétatif, le terme « pyroclaste » est évité dans ce travail au profit de « **volcanoclaste** », **considéré ici comme tout fragment d'origine volcanique**, quel que soit son mode de formation. Les **roches volcano-sédimentaires sont donc ici définies** en remplaçant le terme de pyroclaste dans la définition de Schmid (1981) et Le Maitre et al. (2002) par volcanoclaste. Elles correspondent donc à des **mélanges entre des particules d'origine volcanique (volcanoclastes) et des particules d'autres origines appelées épicles**.

Les roches volcano-sédimentaires comprennent des roches volcano-sédimentaires dites primaires, pour lesquelles les volcanoclastes n'ont jamais été stockés (White et Houghton, 2006 ; Figure 2.2), et des roches volcano-sédimentaires secondaires. Les roches volcano-sédimentaires primaires sont constituées par un nombre limité de types de roches : les roches pyroclastiques, autoclastiques, hyaloclastiques et les pépérites (White et Houghton, 2006). Les roches volcano-sédimentaires secondaires, pour lesquelles les volcanoclastes ont été temporairement stockés avant d'être remaniés, constituent la majeure partie des roches volcano-sédimentaires.

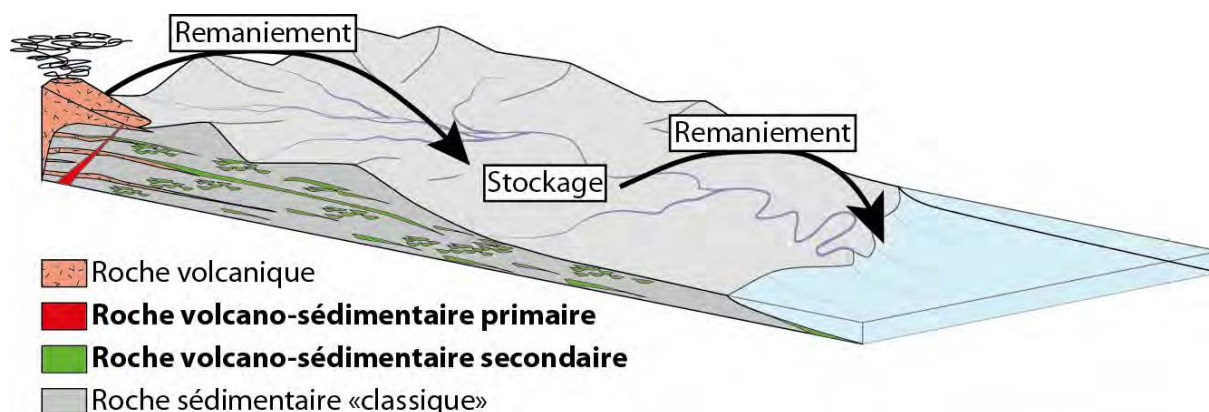


Figure 2.2. Roches volcano-sédimentaires primaires et secondaires.

La distinction entre roches volcano-sédimentaires primaires et secondaires nécessite une hypothèse sur la genèse des roches (existence ou non d'un stockage temporaire des particules d'origine volcanique), qu'il est en pratique impossible de connaître (Waitt, 2007).

Les débats sur les définitions des roches volcano-sédimentaires et leurs constituants se focalisent sur la prise en compte, ou non, de ces épisodes de remaniement et de stockage. Le caractère interprétatif des termes employés pour décrire les roches volcano-sédimentaires et les débats qui accompagnent l'emploi de ces termes sont liés à la nécessité de distinguer le volcanisme syn-sédimentaire par rapport aux roches sédimentaires remaniant des éléments d'origine volcanique.

La reconnaissance d'un volcanisme syn-sédimentaire, déjà complexe pour des dépôts subactuels (e.g. Bernard et al., 2009), est compliquée par l'existence de possibles stockages temporaires et de légers remaniements des volcanoclastes (e.g. Bull et Cas, 2000). Les différents processus (sédimentaires et/ou volcaniques) permettant d'obtenir une roche volcano-sédimentaire ne sont pas toujours directement distinguables à l'issue d'une analyse des structures, de l'organisation à l'affleurement et dans les échantillons (litages, granoclassements, formes, tailles, distributions et proportions relatives des éléments constitutifs, etc.). Il est néanmoins possible, dans certains cas, de mettre en

évidence un volcanisme syn-sédimentaire en précisant l'échelle de temps associée au remaniement des particules d'origine volcanique (cf. Chapitre 3).

2. Géochimie

2.1. Méthodes analytiques

Des analyses géochimiques sur roche totale ont été réalisées à la fois sur des roches volcano-sédimentaires et sur des roches volcaniques interstratifiées ou remaniées (galets). Les échantillons sélectionnés ont été broyés selon un protocole classique (e.g. Malfilatre, 2012) par le service « Géomatériaux » de Géosciences Rennes. Les dernières étapes du broyage ont été réalisées en utilisant des mortiers en tungstène (éléments majeurs) ou en agate (éléments traces). Les analyses géochimiques ont été réalisées par le Service d'Analyse des Roches et des Minéraux du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (Nancy) selon les protocoles décrits par Carignan et al. (2001). Les analyses sont effectuées par ICP-AES (*Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry*) pour les éléments majeurs et le Sc, et par ICP-MS (*Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry*) pour les éléments traces. La perte au feu est mesurée par gravimétrie après calcination à 1000°C. Les limites de détection et les incertitudes analytiques sont données dans l'Annexe 2.1.

2.2. Diagrammes de discrimination utilisés

Les compositions des roches magmatiques et des roches sédimentaires sont contrôlées par les contextes géodynamiques de mise en place (Pearce et Cann, 1973 ; Roser et Korsch, 1986). Ces derniers sont distingués à partir de diagrammes de discrimination. L'une des caractéristiques des bassins sédimentaires permo-triasiques du domaine Est Téthysien résidant dans l'importance des dépôts volcano-sédimentaires, cela offre la possibilité de contrôler la cohérence des résultats obtenus à la fois sur des roches volcaniques et sur des roches sédimentaires à partir de diagrammes de discrimination différents (e.g. Ryan et Williams, 2007).

Les modalités d'application des diagrammes de discrimination « classiques », dont le fonctionnement, l'intérêt et les limites sont connus (voir, par exemple, Rollinson, 1993), ne seront pas développées outre mesure. Une évaluation de la fiabilité de deux diagrammes usuels est présentée en Annexe 2.2. L'utilisation et l'évaluation d'autres diagrammes, plus récents et n'ayant pas fait l'objet d'évaluations indépendantes, sont développées dans les sections suivantes. Il s'agit des diagrammes proposés par Verma et Agrawal (2011), Verma et Verma (2013) et Verma et al. (2013) pour les roches magmatiques et Verma et Armstrong-Altrin (2013) pour les roches sédimentaires.

2.2.1. Fonctionnement des diagrammes

2.2.1.1. Roches magmatiques

Cinq diagrammes discriminants quatre contextes tectoniques sont proposés pour les roches magmatiques ultrabasiques et basiques (Verma et Agrawal, 2011), intermédiaires (Verma et Verma, 2013) et acides (Verma et al., 2013).

La nature des magmas (ultrabasique et basique, intermédiaire et acide) est déterminée en réajustant le pourcentage massique des oxydes (dont SiO_2) sans tenir compte de la perte au feu d'une part et selon une hypothèse posée sur l'état d'oxydation du Fe d'autre part.

L'hypothèse suivie sur l'état d'oxydation du Fe est celle de Middlemost (1989), qui propose des valeurs standards pour le rapport $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ en fonction du type de roche, lui-même déterminé à partir du diagramme TAS ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ en fonction de SiO_2 ; Le Maitre et al., 2002). La prise en compte de cette hypothèse nécessite de mettre en œuvre un processus itératif de calcul de la position d'un échantillon dans le diagramme TAS suite à une première hypothèse sur l'état d'oxydation du Fe. Si la position de l'échantillon change de champ dans le diagramme TAS, une nouvelle hypothèse est faite sur l'état d'oxydation du Fe, les pourcentages massiques des oxydes sont recalculés et ainsi de suite jusqu'à ce que la position de l'échantillon dans le diagramme TAS soit stable et que les pourcentages massiques des oxydes soient ajustés « définitivement » (Verma et al., 2002). Dans la pratique, la prise en compte de la perte au feu peut avoir des effets relativement importants sur le réajustement en SiO_2 , mais les différentes hypothèses sur l'état d'oxydation du Fe ont un effet mineur et n'ont nécessité qu'une seule itération pour l'ensemble des échantillons étudiés dans la suite de ce travail.

Cette approche de réajustement de la teneur en oxydes basée sur le diagramme TAS n'est pas adaptée aux roches altérées (i.e. perte au feu supérieure à 2,5 %; Le Maitre et al., 2002). Pour les échantillons étudiés dans ce travail et présentant une perte au feu supérieure à 2,5 %, l'hypothèse sur l'état d'oxydation du Fe a donc été posée à partir de la détermination du type de roche magmatique en utilisant les diagrammes de Winchester et Floyd (1977), qui se basent sur des éléments réputés moins mobiles (SiO_2 , Zr, Ti, Nb et Y). Les diagrammes de discrimination utilisés sont ensuite sélectionnés à partir de la teneur en $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$ (en pourcentage massique, « adj » en indice signifie que cette teneur est recalculée selon le protocole décrit ci-dessus). Les diagrammes des roches ultrabasiques et basiques sont utilisés pour $\text{SiO}_{2(\text{adj})} \leq 52$ %, les diagrammes des roches intermédiaires pour $52 \% < \text{SiO}_{2(\text{adj})} \leq 63$ % et les diagrammes des roches acides pour $\text{SiO}_{2(\text{adj})} > 63$ %.

Ces diagrammes sont construits à partir d'une base de données (Tableau 2.2) comprenant des roches mises en place dans un contexte tectonique connu a priori et d'âge maximum Miocène (Verma et Verma, 2013). Une analyse discriminante linéaire du logarithme népérien (Ln) du rapport d'éléments traces réputés immobiles (Tableau 2.2) est utilisée pour obtenir deux fonctions discriminantes par diagramme qui correspondent aux ordonnées et abscisses de ces diagrammes. Chaque diagramme distingue trois contextes géodynamiques (Figure 2.3). Comme quatre contextes géodynamiques sont discriminés en utilisant cinq diagrammes, deux contextes géodynamiques distincts sont combinés dans un même champ pour le premier diagramme (Figure 2.3 : les contextes IA et CA sont combinés dans ce diagramme). Chacun des cinq diagrammes (a, b, c, d et e) comporte trois champs, correspondant à trois contextes géodynamiques discriminés. Comme quatre contextes géodynamiques sont discriminés par l'ensemble des cinq diagrammes, l'un des cinq diagrammes est inapplicable, c'est-à-dire que le contexte géodynamique de mise en place de cet

échantillon n'est pas présent sur le diagramme. Cette inapplicabilité ne peut être déduite qu'a posteriori.

Les limites des champs des diagrammes sont basées sur des calculs de probabilité : chaque limite entre deux champs représente une probabilité de 50 % d'appartenir à ces deux champs, et le point à l'intersection entre les trois champs des diagrammes correspond à une probabilité de 33,33 % d'appartenir aux trois champs.

Tableau 2.2. Caractéristiques des diagrammes de discrimination pour les roches magmatiques utilisés dans ce travail.

Teneur $\text{SiO}_2(\text{adj})$ (masse)	en (%)	Contextes géodynamiques discriminés	Nombre d'échantillons utilisés pour la construction des diagrammes	Eléments dont la concentration est prise en compte dans le calcul des fonctions discriminantes	Taux de réussite minimum et maximum pour chaque diagramme (%)
>63%		IA	160	La, Yb, Ce, Sm, Nb, Th, Y, Zr	a 60,3 94,0
		CA	365		b 85,5 95,7
		CR+OI	232		c 71,0 84,8
		Col	389		d 88,2 97,4
		Somme	1146		e 74,5 93,1
52% < $\text{SiO}_2(\text{adj}) \leq 63\%$		IA	671	La, Yb, Ce, Sm, Nb, Th, Y, Zr	a 74,3 100,0
		CA	301		b 65,8 100,0
		CR+OI	377		c 64,5 84,0
		Col	163		d 74,7 100,0
		Somme	1512		e 74,3 95,7
$\leq 52\%$		IAB	371	Nb, $\text{TiO}_2(\text{adj})$, V, Y, Zr	a 88 99
		CRB	449		b 77 99
		OIB	384		c 88 99
		MORB	189		d 88 98
		Somme	1393		e 73 95

IA : Island Arc ; CA : Continental Arc ; CR : Continental Rift ; OI : Oceanic Island ; Col : Collision ; IAB : Island Arc Basic rock ; CRB : Continental Rift Basic rock ; OIB : Oceanic Island Basic rock ; MORB : Mid Ocean Ridge Basic rock.
D'après Verma et Agrawal, 2011 ; Verma et Verma, 2013 et Verma et al., 2013.

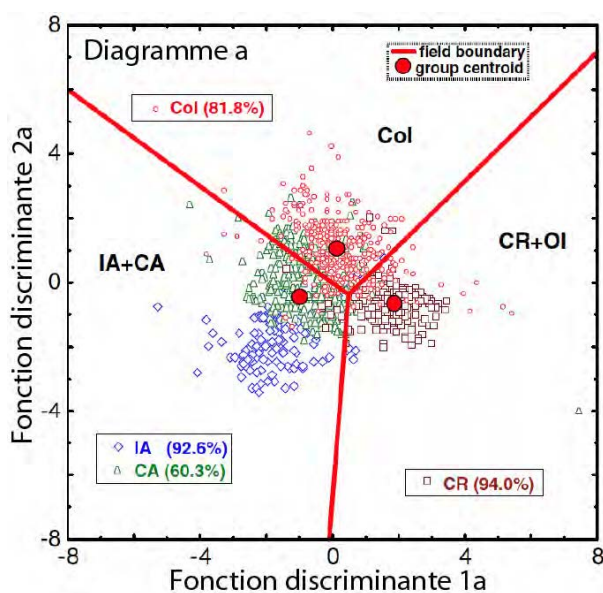


Figure 2.3. Exemple de l'un des cinq diagrammes de discrimination pour les roches acides.

Modifié d'après Verma et al., 2013. *Centroid*: barycentre. Les limites de champs correspondent à une probabilité égale d'appartenir à l'un des deux champs délimités, le point triple correspond à une probabilité égale d'appartenir aux trois champs. Les contextes géodynamiques de rifts continentaux et d'îles océaniques sont dans le même champ pour les cinq diagrammes (contexte intraplaque ; CR+OI). Les contextes d'arc insulaire et d'arc continental (IA et CA) ne sont regroupés que pour ce diagramme (diagramme a) mais pas pour les autres diagrammes (b, c, d et e) permettant ainsi de discriminer ces contextes géodynamiques. L'un des cinq diagrammes est donc inapplicable.

Ces diagrammes permettent en outre de calculer, pour chaque échantillon dont le contexte est recherché, une **estimation de la probabilité d'appartenir à chaque contexte géodynamique discriminé**. Ce calcul se base sur la distance entre l'échantillon et le barycentre de chacun des champs, dont la position est déduite de celles des échantillons connus a priori qui ont servi à construire les diagrammes (Tableau 2.2).

Par exemple, pour un échantillon (dont le contexte est inconnu) de coordonnées (FD1_i ; FD2_i) dans le diagramme (a) (Figure 2.3), le calcul de la probabilité d'appartenance aux trois champs de ce diagramme se fait comme suit :

Calcul de la distance entre l'échantillon inconnu et le barycentre de chacun des champs, de coordonnées (B1_{Col} ; B2_{Col}), (B1_{IA+CA} ; B2_{IA+CA}) et (B1_{CR+OI} ; B2_{CR+OI}) :

$$di_{Col} = \sqrt{((FD1_i - B1_{Col})^2 + (FD2_i - B2_{Col})^2)}$$

$$di_{IA+CA} = \sqrt{((FD1_i - B1_{IA+CA})^2 + (FD2_i - B2_{IA+CA})^2)}$$

$$di_{CR+OI} = \sqrt{((FD1_i - B1_{CR+OI})^2 + (FD2_i - B2_{CR+OI})^2)}$$

Puis expression de fonctions basées sur ces distances :

$$SGi_{Col} = e^{(-(di_{Col})^2/2)}$$

$$SGi_{IA+CA} = e^{(-(di_{IA+CA})^2/2)}$$

$$SGi_{CR+OI} = e^{(-(di_{CR+OI})^2/2)}$$

Enfin, la probabilité pour cet échantillon inconnu d'appartenir à chacun des champs est exprimée comme suit :

$$P(i \in Col) = \frac{SGi_{Col}}{SGi_{Col} + SGi_{IA+CA} + SGi_{CR+OI}}$$

$$P(i \in IA + CA) = \frac{SGi_{IA+CA}}{SGi_{Col} + SGi_{IA+CA} + SGi_{CR+OI}}$$

$$P(i \in CR + OI) = \frac{SGi_{CR+OI}}{SGi_{Col} + SGi_{IA+CA} + SGi_{CR+OI}}$$

Ces calculs doivent être répétés pour chacun des cinq diagrammes de discrimination. Pour un ensemble d'échantillons dont le contexte est recherché (provenant par exemple de la même série volcanique), il est alors possible de calculer une probabilité moyenne d'appartenir à chacun des quatre contextes géodynamiques discriminés. Pour cela, la probabilité moyenne des échantillons tombant dans le champ combinant les arcs insulaires et continentaux (IA+CA ; Figure 2.3) sont divisés et ajoutés aux probabilités d'appartenir aux champs IA et CA proportionnellement aux probabilités totales de ces deux contextes géodynamiques déduites des autres diagrammes (b, c, d et e). Les probabilités d'appartenance à chacun des quatre contextes géodynamiques discriminés peuvent donc être calculées, pour un ensemble d'échantillons ou un échantillon unique. Celles-ci peuvent ensuite être représentées sous formes de diagrammes en secteurs (Figure 2.4).

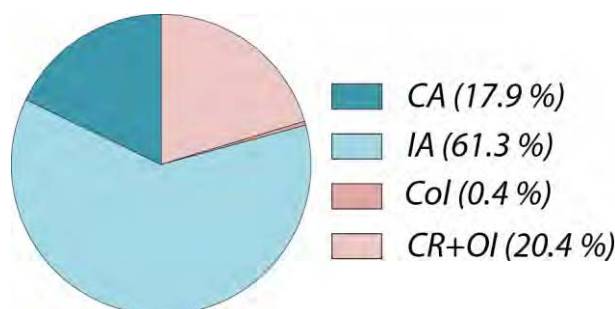


Figure 2.4. Probabilités moyennes d'appartenance aux contextes géodynamiques discriminés pour les échantillons de roche volcanique de l'Unité des Roches Mafiques, (Bassin de Luang Prabang) représentées sous forme de diagramme en secteur.

IA : *Island Arc* ; CA : *Continental Arc* ; CR : *Continental Rift* ; OI : *Oceanic Island* ; Col : *Collision*. Les calculs de probabilités (indiquées en %) sont basés sur les diagrammes de Verma et Verma (2013) et prennent en compte 4 échantillons (cf. Chapitre 3).

Une série de tests montre que des variations de concentration de 20 % (en gain ou en perte) pour chacun des éléments utilisés pour le calcul des fonctions discriminantes n'engendrent que peu, voire presque aucun changement de la position du barycentre de chacun des champs (Verma et Verma, 2013 et Verma et al., 2013). Cela rend ces diagrammes particulièrement robustes face à une altération relativement importante et/ou de fortes incertitudes analytiques dans la détermination de la concentration de ces éléments. Ces valeurs sont nettement supérieures aux incertitudes analytiques sur les mesures des concentrations des éléments La, Yb, Ce, Sm, Nb, Th, Y, Zr, TiO_2 et V (Annexe 2.1, Carignan et al., 2001) utilisés pour calculer les fonctions discriminantes.

2.2.1.2. Roches sédimentaires

Deux diagrammes construits selon la même méthodologie que celle utilisée pour les roches magmatiques ont également été proposés pour les roches sédimentaires (Verma et Armstrong-Altrin, 2013) silico-détritiques riches ou pauvres en $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$.

Le choix du diagramme se fait en fonction de la teneur en $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$ (en pourcentage massique, « adj » en indice signifiant que cette teneur est recalculée sur une base anhydre). La base de données utilisée pour construire ces diagrammes (Tableau 2.3) comprend des échantillons d'âge Miocène au maximum et pour lesquels le contexte géodynamique est connu a priori.

Tableau 2.3. Caractéristiques des diagrammes de discrimination pour les roches sédimentaires utilisés dans ce travail.

Teneur $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$ (masse)	en (%)	Contextes géodynamiques discriminés	Nombre d'échantillons utilisés pour la construction des diagrammes	Eléments dont la concentration est prise en compte dans le calcul des fonctions discriminantes	Taux de réussite (%)
63% < $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$ ≤ 95%		Arc	500	$\text{TiO}_{2(\text{adj})}$, $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$, $\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{adj})}$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{adj})}^{\text{Tot}}$, $\text{MnO}_{(\text{adj})}$, $\text{MgO}_{(\text{adj})}$, $\text{CaO}_{(\text{adj})}$, $\text{Na}_2\text{O}_{(\text{adj})}$, $\text{K}_2\text{O}_{(\text{adj})}$, $\text{P}_2\text{O}_{5(\text{adj})}$	93,6
		Rift continental	450		84,5
		Collision	450		88,2
		Somme	1400		
35% < $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$ ≤ 63%		Arc	350	$\text{TiO}_{2(\text{adj})}$, $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$, $\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{adj})}$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{adj})}^{\text{Tot}}$, $\text{MnO}_{(\text{adj})}$, $\text{MgO}_{(\text{adj})}$, $\text{CaO}_{(\text{adj})}$, $\text{Na}_2\text{O}_{(\text{adj})}$, $\text{K}_2\text{O}_{(\text{adj})}$, $\text{P}_2\text{O}_{5(\text{adj})}$	90,0
		Rift continental	230		91,7
		Collision	230		95,7
		Somme	810		

Les teneurs en oxydes sont recalculées sur une base anhydre. L'ensemble des oxydes de Fe doivent être exprimés sous la forme Fe_2O_3 (noté $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{adj})}^{\text{Tot}}$). D'après Verma et Armstrong-Altrin, 2013.

De la même manière que pour les roches magmatiques, une estimation de la probabilité pour un échantillon dont le contexte est recherché (ou un groupe d'échantillons prélevés, par exemple, dans une même formation) d'appartenir aux contextes géodynamiques discriminés peut être calculée. Néanmoins, les coordonnées des barycentres pour chacun de ces diagrammes sont indiquées comme « approximatives » (Verma et Armstrong-Altrin, 2013), ce qui pourrait conduire à une révision des probabilités calculées si les coordonnées de ces barycentres venaient à être réévaluées.

Des modélisations de changement de composition aussi importants que 40 % (en gain ou en perte) pour tous les oxydes, sauf pour SiO_2 , pour lequel des variations maximales (en fonction des contextes géodynamiques étudiés) de - 40 % et + 27 % ont été testées (au-delà, les valeurs en SiO_2 sont en dehors de celle requises pour l'application de ces diagrammes) ne font pas changer les échantillons modifiés de leurs champs initiaux (Verma et Armstrong-Altrin, 2013). Cela rend ces diagrammes robustes face à d'éventuelles modifications diagénétiques et/ou de fortes incertitudes analytiques sur les concentrations mesurées des oxydes. Ces valeurs sont nettement supérieures aux incertitudes analytiques sur les mesures des concentrations des éléments $\text{TiO}_{2(\text{adj})}$, $\text{SiO}_{2(\text{adj})}$, $\text{Al}_2\text{O}_{3(\text{adj})}$, $\text{Fe}_2\text{O}_{3(\text{adj})}^{\text{Tot}}$, $\text{MnO}_{(\text{adj})}$, $\text{MgO}_{(\text{adj})}$, $\text{CaO}_{(\text{adj})}$, $\text{Na}_2\text{O}_{(\text{adj})}$, $\text{K}_2\text{O}_{(\text{adj})}$ et $\text{P}_2\text{O}_{5(\text{adj})}$ (Annexe 2.1 ; Carignan et al., 2001) utilisés pour calculer les fonctions discriminantes.

2.2.1.3. Critiques sur les calculs de probabilité

Le calcul de la probabilité pour un échantillon d'appartenir à l'un des trois champs de chaque diagramme est aisé, mais suppose des hypothèses (qui ne sont pas explicitées par Verma et Verma, 2013) rarement vérifiées. Rigoureusement, ces calculs ne sont valables que si les aires des champs ont la même superficie et les points ayant servi à calculer la position du barycentre pour chacun des champs sont répartis de manière isotrope dans ces champs. Généralement, les superficies des différentes aires d'un diagramme sont comparables (e.g. Figure 2.3) mais pour certains diagrammes ce n'est pas le cas. De même, les points dans les champs des différents diagrammes ne sont pas toujours répartis de manière isotrope (e.g. Figure 2.3), et sont même parfois une répartition fortement anisotrope.

En outre, ces calculs supposent de connaître précisément la position des barycentres de chaque champ, qui ne sont donnés que de manière « approximative » pour les diagrammes concernant les roches sédimentaires (Verma et Armstrong-Altrin, 2013).

Les probabilités ainsi calculées doivent donc être considérées comme des estimations de premier ordre de l'affinité géochimique d'un échantillon pour un contexte géodynamique donné.

2.2.2. Evaluation des diagrammes : contexte de subduction versus contexte tardi-orogénique

Un point central pour la suite de ce travail et, en particulier pour estimer l'âge d'une collision entre deux blocs, réside dans l'interprétation de la signification géodynamique du magmatisme calco-alcalin. Deux interprétations sont communément proposées pour les séries calco-alcalines, elles indiquent soit le fonctionnement d'une zone de subduction soit un environnement tardi-orogénique (e.g. Hawkesworth et al.,

1995 ; Morris et al., 2000). En fonction de l'interprétation qui est faite, l'âge de la collision entre deux blocs est alors interprété comme étant postérieur ou antérieur, respectivement, à l'âge du magmatisme.

Dans le cas du domaine Est Téthysien, de telles interprétations contradictoires sont proposées pour les mêmes complexes magmatiques (e.g. Barr et al., 2006 *versus* Srichan et al., 2009) et sont l'une des raisons pour laquelle l'évolution géodynamique de cette région au Permien et au Trias est tant débattue.

Les diagrammes de discrimination tectonique présentés ci-dessus séparent les contextes d'arc (insulaires et continentaux dans le cas des roches magmatiques intermédiaires et acides, et arc dans le cas des roches sédimentaires) mais ne distinguent pas explicitement le contexte d'extension tardi-orogénique dans lequel peut s'exprimer un volcanisme géochimiquement similaire. Afin de tester le comportement de ces diagrammes pour des roches magmatiques et sédimentaires mises en place dans un contexte d'extension tardi-orogénique, différents échantillons provenant de roches dont le contexte tardi-orogénique est connu *a priori* ont été projetés dans ces diagrammes.

2.2.2.1. Diagrammes pour les roches magmatiques acides (Verma et al., 2013)

La base de données utilisée provient de Morris et al. (2000 ; 13 échantillons) et Lapierre et al. (2008 ; 10 échantillons). Ces échantillons correspondent à des roches volcaniques dont les contextes géodynamiques de mise en place sont d'âges tardi-Laramien et tardi-Hercynien, respectivement (Morris et al., 2000 ; Lapierre et al., 2008).

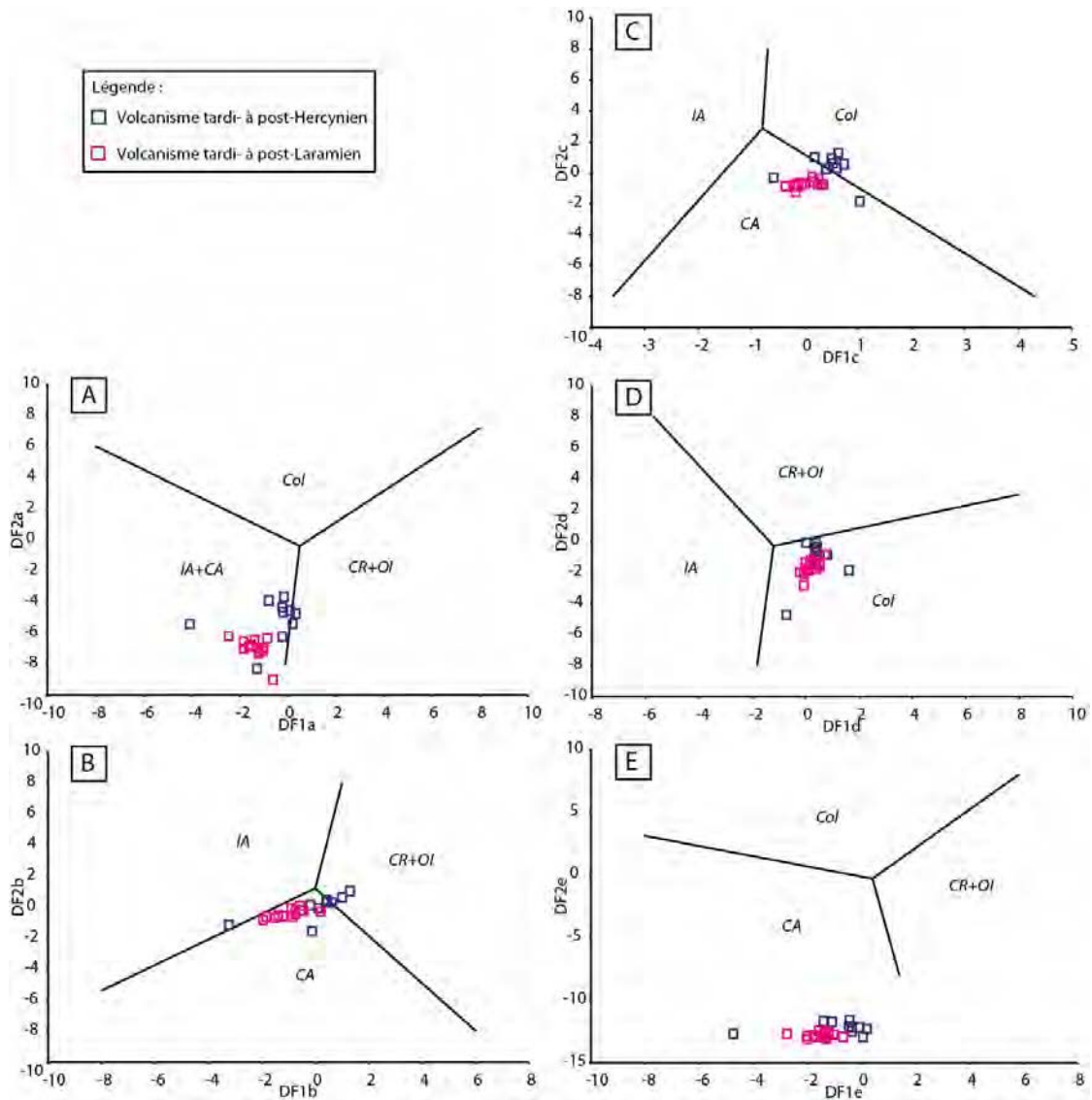


Figure 2.5. Localisations d'échantillons de roches acides mises en place dans un contexte tardi-orogénique dans les diagrammes de Verma et al. (2013) basés sur les éléments trace.

IA : Island Arc ; CA : Continental Arc ; CR : Continental Rift ; OI : Oceanic Island ; Col : Collision.

Les échantillons se répartissent principalement dans les champs CA et CA+IA (diagrammes A, B, C et E, Figure 2.5). Le diagramme D (Figure 2.5) ne comporte pas le champ CA et peut donc, a posteriori, être considéré comme le diagramme inapplicable pour cet ensemble de données. Les estimations de probabilités pour l'ensemble des échantillons, basées sur les cinq diagrammes, sont de 63,4 % pour une mise en place dans un contexte d'arc continental et de 26,2 % pour un contexte de collision (Annexe 2.3).

2.2.2.2. Diagrammes pour les roches magmatiques intermédiaires (Verma et Verma, 2013)

Comme précédemment, la base de données utilisée est extraite de Morris et al. (2000 ; 6 échantillons) et Lapierre et al. (2008 ; 20 échantillons). Ces échantillons proviennent de roches volcaniques dont les contextes géodynamiques de mise en place sont d'âges tardi-Laramien et tardi-Hercynien, respectivement (Morris et al., 2000 ; Lapierre et al., 2008).

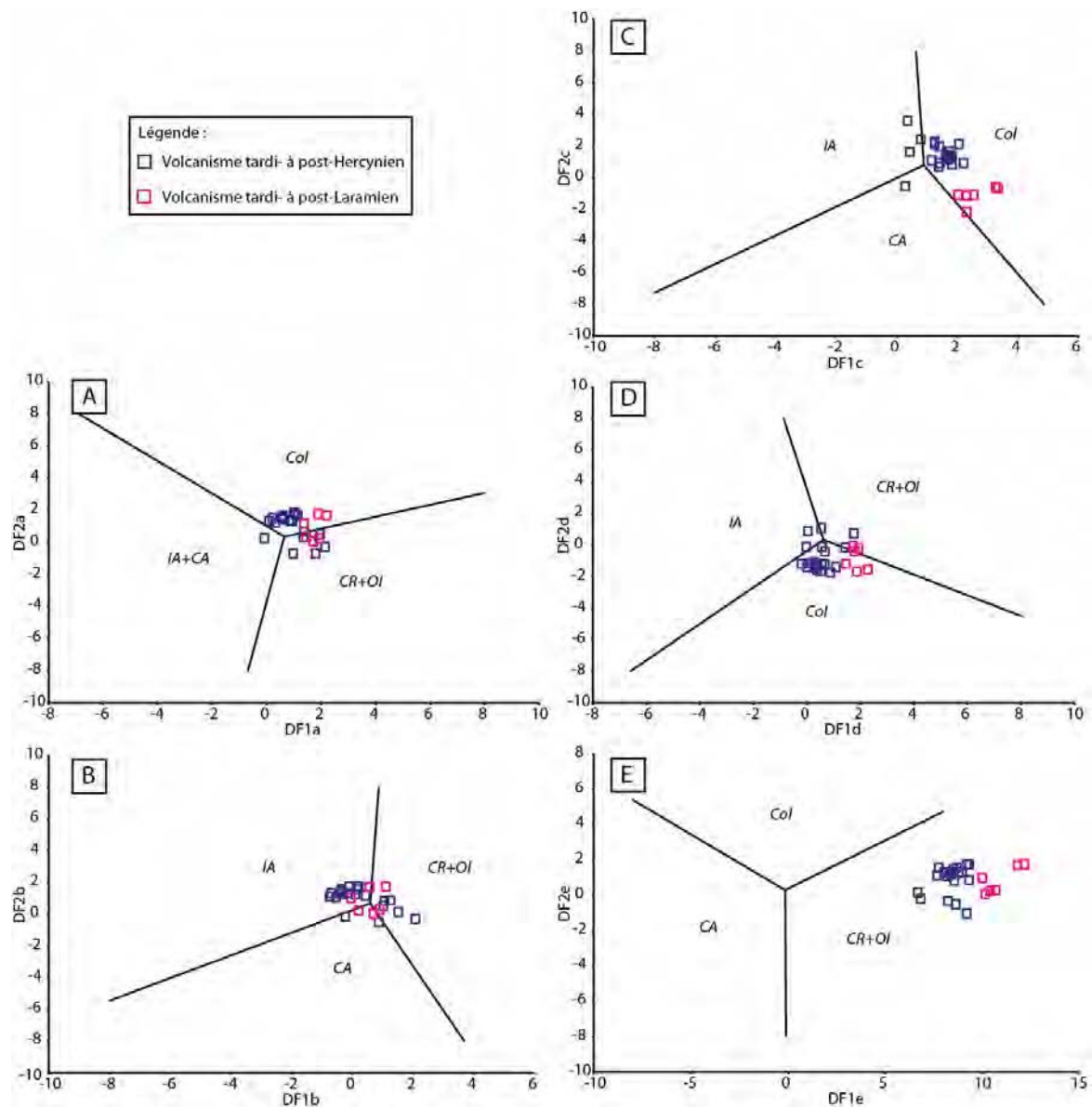


Figure 2.6. Localisations d'échantillons de composition intermédiaire mis en place dans un contexte tardi-orogénique dans les diagrammes de Verma et Verma (2013) basés sur les éléments trace. IA : Island Arc ; CA : Continental Arc ; CR : Continental Rift ; OI : Oceanic Island ; Col : Collision.

Les échantillons se répartissent dans des champs différents d'un diagramme de discrimination à l'autre (Figure 2.6). Aucun diagramme ne peut donc clairement être ici considéré, a posteriori, comme le diagramme inapplicable pour cet ensemble de données. Cela se reflète dans les estimations de probabilités, calculées sur l'ensemble des échantillons et basées sur les cinq diagrammes, qui sont de 37,4 % pour une mise en place dans un contexte intraplaque (CR+OI), de 37,8 % pour un contexte de collision et de 16,6 % pour un contexte d'arc insulaire (Annexe 2.3).

2.2.2.3. Diagrammes pour les roches silico-détritiques (Verma et Armstrong-Altrin, 2013)

La base de données utilisée est issue des travaux de Denis et Dabard, 1988 (valeurs moyennes pour 9 sites comprenant respectivement 8, 6, 5, 9, 10, 13, 10, 10 et 12 échantillons, soit un total de 83 échantillons provenant de bassins cadomiens des domaines Nord et Centre Armoricaïn) et de Jian X. et al., 2013 (83 échantillons au total ; bassin du Qaidam). Ces échantillons sont des roches silico-détritiques dont les contextes

géodynamiques de mise en place sont soit syn- à tardi-Cadomien (Denis et Dabard, 1988) pour le Massif armoricain, soit font suite à la collision entre la Chine du Sud et la Chine du Nord (échantillons mésozoïques, Jian X. et al., 2013) ou à la collision entre l'Inde et l'Eurasie (échantillons cénozoïques, Jian X. et al., 2013).

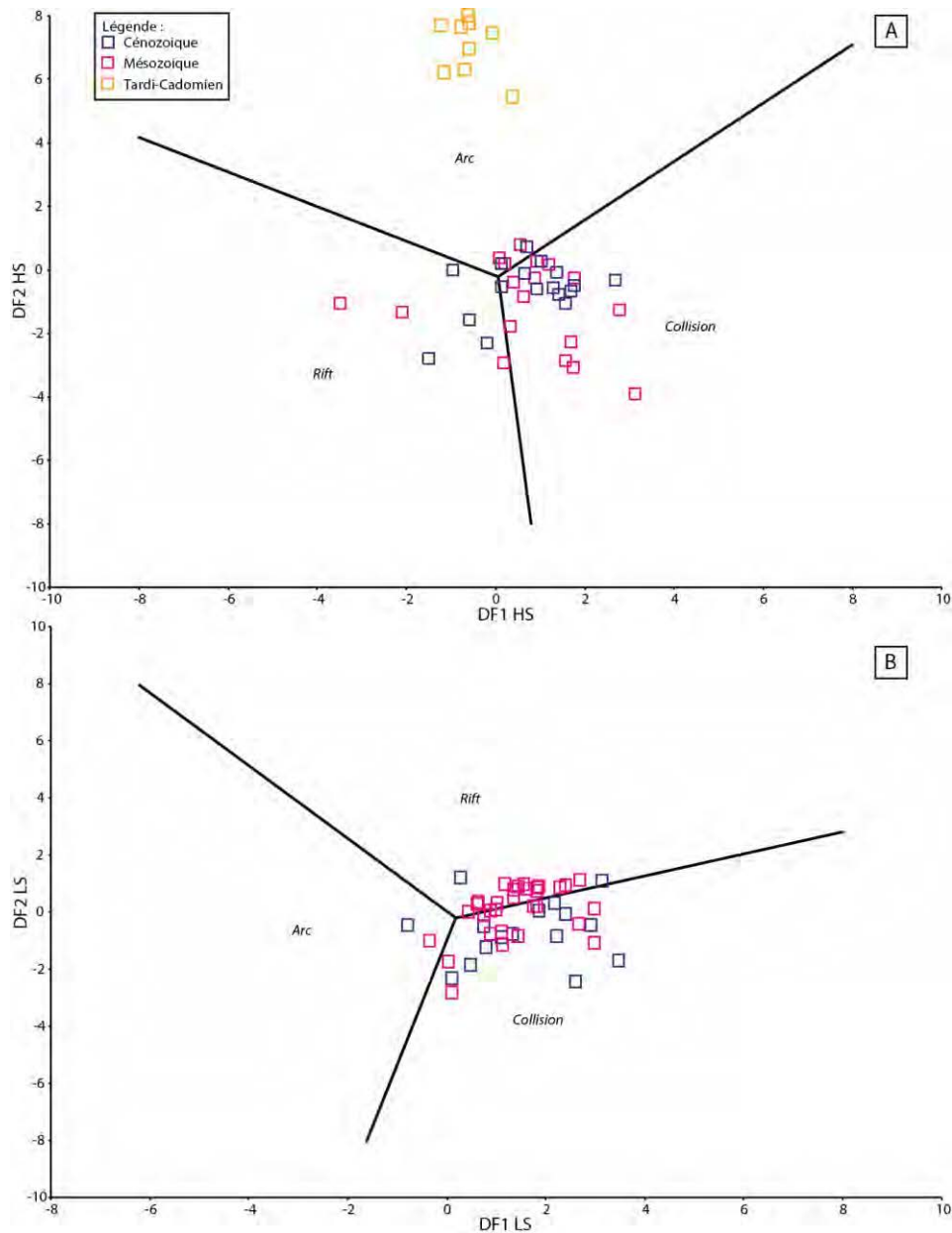


Figure 2.7. Localisations d'échantillons silico-détritiques mis en place dans un contexte tardi-orogénique dans les diagrammes de Verma et Armstrong-Altrin (2013).

A. Diagramme de discrimination pour les roches riches en SiO_2 ($63\% < \text{SiO}_{2(\text{adj})} \leq 95\%$).

B. Diagramme de discrimination pour les roches pauvres en SiO_2 ($35\% < \text{SiO}_{2(\text{adj})} \leq 63\%$).

Les échantillons tombent principalement dans les champs des arcs ou des collisions (diagramme A, Figure 2.7) ou dans le champ des collisions (diagramme B, Figure 2.7). Pour le diagramme A, les probabilités maximales estimées pour un contexte de collision sont de 61,4 % et 59,3 %, respectivement, pour les échantillons cénozoïques et mésozoïques du bassin du Qaidam, et de 100,0 % pour un contexte d'arc pour les échantillons tardi-cadomiens (Annexe 2.3). Dans le diagramme B, les probabilités maximales pour un contexte de collision sont de 77,6 % et 49,5 %, respectivement, pour les échantillons cénozoïques et mésozoïques du bassin du Qaidam (Annexe 2.3).

2.2.2.4. Conclusions des tests

Les tests présentés portent sur un nombre limité d'analyses mais ils montrent que des échantillons provenant de roches mises en place dans un contexte tardi-orogénique se dispersent dans plusieurs champs. Pour des échantillons d'origine inconnue, deux hypothèses sur les contextes géodynamiques peuvent donc être émises à partir de ces diagrammes, soit le contexte effectivement suggéré par les diagrammes, soit un contexte d'extension tardi-orogénique.

En particulier, le diagramme dédié aux roches magmatiques acides est susceptible de confondre les contextes d'arc et tardi-orogéniques. Les diagrammes dédiés aux roches magmatiques intermédiaires sont susceptibles de confondre chacun de leurs champs avec un contexte tardi-orogénique (la probabilité de confondre un contexte d'arc avec un contexte tardi-orogénique est néanmoins relativement faible, 17 % avec le jeu de données test employé).

Plutôt que l'indication directe du contexte géodynamique du dépôt, les diagrammes concernant les roches sédimentaires renseignent surtout sur le contexte géodynamique des roches à l'affleurement dans le bassin versant et dont les produits d'érosion constituent la source des sédiments. Cela est montré par la position des échantillons tardi-cadomiens dans le champ des arcs (Figure 2.7), qui proviennent du démantèlement d'un arc magmatique (Denis et Dabard, 1988).

La conséquence principale de ces analyses, pour la suite de ce travail, est que **ces diagrammes peuvent confondre les contextes d'arc et tardi-orogénique**. C'est pourtant cette distinction qui permettrait d'apporter des contraintes sur l'âge des collisions entre certains blocs du domaine Est Téthysien. Ces diagrammes sont donc inopérants pour trancher en faveur d'un contexte d'arc ou d'un contexte tardi-orogénique, ils sont tout au plus compatibles avec l'un comme avec l'autre.

L'argumentation la plus fréquemment employée pour trancher entre ces deux hypothèses (arc *versus* tardi-orogénique) consiste à comparer l'âge du magmatisme et celui de la discordance majeure résultant de la collision (e.g. Liu H. et al., 2014 ; Wang Y. et al., 2010 ; Peng T. et al., 2013 ; Wang B. et al., 2014). Si le magmatisme calco-alcalin est antérieur à l'âge de la discordance, il est interprété comme le résultat du fonctionnement d'une zone de subduction pré-collision. En revanche, si la discordance est antérieure au magmatisme calco-alcalin, il est supposé correspondre à du magmatisme tardi-orogénique. Cette approche nécessite de disposer de contraintes fiables sur l'âge des discordances, ce qui n'est pas toujours le cas.

C'est l'une des raisons pour laquelle nous avons focalisé l'échantillonnage à des fins d'analyses géochronologiques (U-Pb/zircon détritique) dans les formations localisées de part et d'autre des discordances majeures repérées dans les bassins étudiés.

3. Géochronologie U-Pb sur zircon détritique

3.1. Principe

La méthode de datation U-Pb est basée sur la décroissance radioactive du ^{235}U en ^{207}Pb et du ^{238}U en ^{206}Pb . Dans un minéral intégrant de l'U lors de sa cristallisation, si le système U-Pb/minéral reste clos et que l'ensemble du Pb est radiogénique (noté Pb_r , i.e. Pb provenant de la désintégration radioactive de l'U) les équations radiochronologiques pour les couples $^{238}\text{U} - ^{206}\text{Pb}$ (âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, noté ci-dessous t_{206}) et $^{235}\text{U} - ^{207}\text{Pb}$ (âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, noté ci-dessous t_{207}) sont, respectivement :

$$t_{206} = \frac{1}{\lambda_{238}} \times \text{Ln} \left(\frac{^{206}\text{Pb}_r}{^{238}\text{U}} + 1 \right)$$

$$t_{207} = \frac{1}{\lambda_{235}} \times \text{Ln} \left(\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{235}\text{U}} + 1 \right)$$

où λ_{238} et λ_{235} sont, respectivement, les constantes de désintégration radioactive du ^{238}U et du ^{235}U . Dans la mesure où le rapport $^{238}\text{U}/^{235}\text{U}$ est constant dans les matériaux terrestres (Steiger et Jäger, 1977), le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ne dépend que du temps et permet de calculer un troisième âge :

$$\frac{^{207}\text{Pb}_r}{^{206}\text{Pb}_r} = \frac{1}{137,88} \times \left(\frac{e^{\lambda_{235} \times t} - 1}{e^{\lambda_{238} \times t} - 1} \right)$$

où 1/137,88 est la valeur actuelle du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

La structure du zircon (ZrSiO_4) autorise la substitution du Zr par de l'U lors de sa cristallisation (rayons ioniques du Zr^{4+} et U^{4+} similaires, respectivement 0,80 et 0,97 Å). En revanche, le zircon n'intègre pas, en général, de Pb lors de sa cristallisation (rayon ionique du Pb^{2+} trop important, de 1,26 Å). Néanmoins, si du Pb non radiogénique est intégré dans un zircon lors de sa cristallisation ou ultérieurement, une partie du Pb présent ne provient pas des désintégrations radioactives de l'U dans le minéral. Ce Pb est appelé Pb commun. Si du Pb commun est présent (noté Pb_c), la date calculée à partir des rapports isotopiques (t^{obs}) ne correspond plus à l'âge de la cristallisation ($t^{réel}$), par exemple :

$$t^{obs}_{206} = \frac{1}{\lambda_{238}} \times \text{Ln} \left(\frac{^{206}\text{Pb}_r + ^{206}\text{Pb}_c}{^{238}\text{U}} + 1 \right) > t^{réel}_{206}$$

La mesure des rapports isotopiques est effectuée, dans ce travail, **par micro-échantillonnage laser couplé à un spectromètre de masse à source plasma** (LA-ICP-MS : *Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*, e.g. Košler et Sylvester, 2003). Cette méthode consiste en l'ablation, par laser, d'un cylindre de quelques dizaines de μm de diamètre pour 10 à 20 μm de profondeur dans le zircon. Le matériel ablaté est transporté par flux d'hélium et d'azote (gaz inertes) jusqu'à un spectromètre de masse à source plasma. Les particules ablatées sont d'abord ionisées

par une torche plasma, à haute température, puis les isotopes sont dosés par spectrométrie de masse. Les différentes étapes nécessaires à l'analyse, depuis l'ablation laser jusqu'à la transmission des ions au détecteur, induisent des discriminations de masse et des fractionnements élémentaires nécessitant des corrections des rapports isotopiques mesurés. Ces corrections sont effectuées en analysant, à intervalles réguliers, un zircon d'âge connu *a priori*, appelé standard primaire (Tableau 2.4). Cette méthode d'encadrement des analyses de zircon d'âge inconnu par des analyses de zircon d'âge connu permet de déduire empiriquement un facteur de correction qui est ensuite appliqué aux analyses des zircons d'âge inconnu.

La géochronologie sur zircons détritiques a deux champs d'applications principaux. Le premier concerne l'acquisition de contraintes sur l'âge de la sédimentation. Le second concerne l'étude des différentes gammes d'âges (correspondant à différentes populations de zircons détritiques) présentes dans une roche sédimentaire à des fins de corrélations stratigraphiques ou d'étude de provenance (e.g. Fedo et al., 2003 ; Thomas, 2011 ; Gehrels, 2012). Chacun de ces deux champs d'application peut être affecté de biais, qui sont soit d'origine naturelle (i.e. liés aux processus sédimentaires), soit liés aux protocoles d'échantillonnage et aux techniques analytiques employées.

3.2. Méthodes analytiques

3.2.1. Séparations des zircons et biais d'échantillonnage

Des méthodes classiques de séparation des minéraux (broyage des échantillons, tamisage, table à secousse, liqueurs denses, et séparations magnétiques, e.g. Ducassou, 2009) ont été utilisées dans ce travail (Tableau 2.4). Les échantillons prélevés en Chine étant des argiles, le protocole a été adapté. Une étape de défloculation des argiles a d'abord été réalisée avec un agent défloculant commercial (Calgon®). Les argiles et les minéraux de taille inférieure à 50 µm ont ensuite été séparés en utilisant des tamis individuels réalisés avec de la toile d'acier dont les mailles ont un diamètre de 50 µm. La fraction de diamètre supérieur à 50 µm a ensuite été traitée selon le protocole classique de séparation des minéraux.

Chacune des différentes étapes nécessaires pour la séparation des minéraux modifie les structures (nombre de composantes et proportions relatives) des populations de zircons détritiques présentes initialement dans les roches (Sláma et Košler, 2012). L'existence de ces biais est moins préjudiciable pour les zircons prélevés dans les roches magmatiques, mais pourrait néanmoins avoir une influence vis-à-vis de zircons hérités ou présents en tant que xénocristaux.

Le broyage est suspecté d'introduire un biais envers les zircons métamictes et de basse température (i.e. zircons diagénétiques) qui ont une moindre résistance mécanique (Hay et Dempster, 2009a). Le tamisage introduit, de manière évidente, un biais sur la taille des zircons analysés (Fedo et al., 2003). L'utilisation d'une « verrerie » en plastique introduit un biais envers les petits zircons, ayant un diamètre inférieur à 70 µm environ du fait des interactions électrostatiques (Sláma et Košler, 2012). Or des récipients en plastiques ont été utilisés pour stocker les minéraux entre les différentes étapes de séparation.

Tableau 2.4. Résumé des protocoles employés pour les séparations des zircons des différents échantillons datés dans ce travail.

données dans ce travail.						
Echantillons	Nature	Tamisage	Table à secousse	Susceptibilité magnétique massique (χ)		Picking
				Valeur ($\text{m}^3.\text{kg}^{-1}$)	Ecart à $\chi = 5,93 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3.\text{kg}^{-1}$ (1)	
Laos						
LP03	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	$5,22618 \cdot 10^{-9}$	$-7,06622 \cdot 10^{-10}$	Manuel
LP04	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	$6,84962 \cdot 10^{-9}$	$9,16818 \cdot 10^{-10}$	Manuel
LP05	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	$4,30412 \cdot 10^{-9}$	$-1,62868 \cdot 10^{-9}$	Manuel
LP06	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	$6,55367 \cdot 10^{-10}$	$-5,27744 \cdot 10^{-9}$	Manuel
LP07	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	nd	nd	Manuel
LP08	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	$6,52078 \cdot 10^{-9}$	$5,87974 \cdot 10^{-10}$	Manuel
LP10	Volcanique	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	na	na	Manuel
LP11	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	nd	nd	Manuel
LP42	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	nd	nd	Manuel
LP44	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	nd	nd	Manuel
LP45	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	nd	nd	Manuel
LP57	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	nd	nd	Manuel
LP58	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	nd	nd	Manuel
LP68	Volcanique	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	na	na	Manuel
LP70	Volcanique	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	na	na	Manuel
LP71	Volcanique	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	na	na	Manuel
LP72	Volcanique	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	na	na	Manuel
LP100	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	$1,9653 \cdot 10^{-9}$	$-3,9675 \cdot 10^{-9}$	Manuel
Chine						
JU21	Sédimentaire	$\geq 50 \mu\text{m}$	Non	$3,43789 \cdot 10^{-9}$	$-2,49491 \cdot 10^{-9}$	Manuel
CH63	Sédimentaire	$\geq 50 \mu\text{m}$	Non	$2,75157 \cdot 10^{-9}$	$-3,18123 \cdot 10^{-9}$	Manuel
CH68	Sédimentaire	$\geq 50 \mu\text{m}$	Non	$4,30412 \cdot 10^{-9}$	$-1,62868 \cdot 10^{-9}$	Manuel
Vietnam						
VN12-07	Volcanique	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	na	na	Manuel
VN12-14	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	$1,38354 \cdot 10^{-8}$	$7,90258 \cdot 10^{-9}$	Manuel
VN12-22	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	$8,70965 \cdot 10^{-9}$	$2,77684 \cdot 10^{-9}$	Manuel
VN12-27	Volcanique	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	na	na	Manuel
VN12-29A	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	$3,40992 \cdot 10^{-10}$	$2,81664 \cdot 10^{-10}$	Aléatoire
VN12-29B	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	$3,40992 \cdot 10^{-8}$	$2,81664 \cdot 10^{-10}$	Manuel
VN12-31	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Non	$4,85248 \cdot 10^{-9}$	$-1,08032 \cdot 10^{-9}$	Manuel
VN12-38	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	$3,40992 \cdot 10^{-8}$	$2,81664 \cdot 10^{-10}$	Manuel
VN12-50	Volcanique	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	na	na	Manuel
VN12-51	Sédimentaire	$\leq 250 \mu\text{m}$	Oui	$4,668 \cdot 10^{-9}$	$-1,2648 \cdot 10^{-9}$	Manuel
(1) Valeur proposée par Sircombe et Stern, 2002. Les valeurs négatives indiquent les séparations magnétiques réalisées en utilisant des réglages (intensité, contre-pente) du séparateur magnétique (Frantz isodynamic®) supérieurs à ceux recommandés par Sircombe et Stern (2002). nd : non disponible (perte des données sur les réglages du Frantz utilisés) ; na : non applicable (roches volcaniques).						

Les séparations magnétiques introduisent des biais, essentiellement dirigés envers les zircons métamictes mais susceptibles d'affecter la représentativité de l'échantillonnage y compris pour des zircons concordants à sub-concordants (cf. section 3.3., Sircombe et Stern, 2002). Les séparations magnétiques et les réglages du séparateur magnétique utilisé (Frantz isodynamic®) résultent donc d'un compromis entre la représentativité de l'échantillonnage, la « rentabilité » des datations (rapport entre les datations rejetées et acceptées selon leur concordance) et le seuil de concordance retenu pour conserver ou rejeter une datation. Une valeur seuil de susceptibilité magnétique massique ($\chi = 5,93 \cdot 10^{-9} \text{ m}^3.\text{kg}^{-1}$) correspondant à un compromis jugé acceptable est proposée par Sircombe et Stern (2002). Cette valeur seuil a été dépassée pour certains échantillons (Tableau 2.4) et n'est pas connue pour d'autres (perte des indications sur les réglages du séparateur magnétique). Cela constitue une source de biais potentiel sur la représentativité de l'échantillonnage qui varie en outre d'un échantillon à l'autre (Tableau 2.4).

Enfin la sélection manuelle (*picking*) effectuée sous loupe binoculaire (Sláma et Košler, 2012) lors du montage des zircons peut affecter l'échantillonnage. Un seul

échantillonnage aléatoire¹⁰ a été réalisé au cours de ce travail (échantillon VN12-29A, Tableau 2.4). Ce type d'échantillonnage n'est en effet possible que si (1) la quantité de zircons est suffisamment importante et (2) la concentration en zircons dans le mélange de minéraux dans lequel est effectué le picking est suffisamment importante à l'issue des étapes précédentes de concentration. Ces deux conditions sont soit rarement réunies, soit nécessitent de multiplier les étapes de concentrations préalables (séparations magnétiques notamment) ce qui introduit de nouvelles sources de biais. Une illustration de ce biais est présentée en Annexe 2.8.

3.2.2. Acquisition des données et biais analytiques

Les zircons sélectionnés à l'issue du picking sont montés dans des plots de résine époxy et polis de manière à révéler leurs sections équatoriales. Ils sont ensuite imagés en lumière réfléchie et par cathodoluminescence (e.g. Shore et Flower, 1996 ; Corfu et al., 2003) afin de sélectionner les emplacements des analyses (zones homogènes à l'échelle du diamètre du laser) de manière à éviter les craquelures.

Un biais vers les plus gros zircons, lié au choix de la personne analysant les zircons, a été mis en évidence à l'occasion d'une comparaison entre laboratoires (Košler et al., 2013). Pour pallier à cet éventuel biais pour l'échantillon VN12-29A, pour lequel un picking aléatoire a été fait, les 100 premiers emplacements répondant aux critères ci-dessus (zone homogène en cathodoluminescence sans craquelures et ayant un diamètre équivalent ou supérieur à celui du laser), identifiés à l'une des extrémités du plot, ont été analysés. Le même protocole de sélection des emplacements à analyser a été appliqué à un duplicata de cet échantillon (VN12-29B) pour lequel le picking a été fait manuellement.

Le Tableau 2.5 résume les conditions opératoires dans lesquelles ont été réalisées les analyses. Le détail des conditions opératoires et des instruments utilisés est disponible dans Hurai et al., 2010 et Blanchard et al., 2013¹¹ (analyses réalisées au laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand) et dans l'Annexe 5.2 (analyses réalisées à Géosciences Rennes).

Malgré les biais d'échantillonnage et les biais analytiques, la structure des populations de zircons détritiques semble refléter, en général¹², le contexte tectonique des bassins dans lesquels ces zircons se sont déposés (Cawood et al., 2012). Cela suggère soit que les différents biais d'échantillonnage et analytiques ont une influence limitée sur la représentativité de l'échantillonnage, soit que les mêmes biais sont introduits, de manière systématique, dans les différents laboratoires.

¹⁰ Echantillonnage aléatoire effectué en faisant un passage d'une aiguille montée engluée de baume du Canada dans une boîte de pétri contenant les zircons.

¹¹ Article disponible en Annexe 3.1.

¹² L'étude réalisée par Cawood et al. (2012) ne repose que sur 6 échantillons pour représenter les contextes de convergence, 5 pour représenter les contextes de collision et 7 pour représenter les contextes d'extension.

Tableau 2.5. Conditions opératoires dans lesquelles ont été réalisées les analyses.
Le détail des instruments et des conditions opératoires est disponible dans les références ci-dessus.

Echantillon	diamètre du laser (μm)	Fréquence du laser (Hz)	Standard primaire ⁽¹⁾	Standard secondaire ⁽²⁾	Laboratoire
Laos					
LP03	40	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP04	35	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP 05 (Zr 01 à 75)	35	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP 05 (Zr 76 à 95)	40	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP 06 (Zr 01 à 46)	35	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP 06 (Zr 47 à 84)	40	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP 07	26	3	GJ-1	Aucun	Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand
LP 08	35	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP10	40	3	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP11	40	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP42	26	3	GJ-1	Aucun	Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand
LP44	26	3	GJ-1	Aucun	Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand
LP45	26	3	GJ-1	Aucun	Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand
LP57	26	3	GJ-1	Aucun	Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand
LP58	35	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP68	35	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP70	35	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP71	35	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP72	35	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP 100 (Zr 01 à 09)	25	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
LP 100 (Zr 10 à 104)	40	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
Chine					
JU21	25	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
CH63	25	4	GJ-1	91500	Géosciences Rennes
CH68	25	4	GJ-1	91500 et Plešovice	Géosciences Rennes
Vietnam					
VN12-07	25	5	GJ-1	Plešovice	Géosciences Rennes
VN12-14	25	5	GJ-1	Plešovice	Géosciences Rennes
VN12-22	25	5	GJ-1	Plešovice	Géosciences Rennes
VN12-27	25	5	GJ-1	Plešovice	Géosciences Rennes
VN12-29A	25	5	GJ-1	Plešovice	Géosciences Rennes
VN12-29B	25	5	GJ-1	Plešovice	Géosciences Rennes
VN12-31	25	5	GJ-1	Plešovice	Géosciences Rennes
VN12-38	25	5	GJ-1	Plešovice	Géosciences Rennes
VN12-50	25	5	GJ-1	Plešovice	Géosciences Rennes
VN12-51	25	5	GJ-1	Plešovice	Géosciences Rennes

(1) Le standard primaire est utilisé pour effectuer les corrections liées à la dérive instrumentale et au fractionnement élémentaire. Cette correction est effectuée par encadrement de dix analyses d'âge inconnu par quatre analyses (deux avant, deux après) du zircon GJ-1 (standard primaire), d'âge connu (Jackson et al., 2004).

(2) Deux zircons (standard secondaires), d'âge connu (91 500 ; Wiedenbeck et al., 1995 et Plešovice ; Sláma et al., 2008) sont analysés périodiquement (une analyse toutes les dix analyses d'âge inconnu) et traités comme des inconnus afin de vérifier la validité des corrections effectuées à partir du standard primaire.

Le traitement des données est effectué avec le logiciel Glitter® (Jackson et al., 2004) et les diagrammes géochronologiques sont réalisés avec la routine Excel Isoplot (Ludwig, 2012). Les âges calculés des standards secondaires sont identiques, dans l'incertitude, aux âges obtenus par la méthode ID-TIMS (Isotopic Dilution - Thermal Ionization Mass Spectrometry) par Wiedenbeck et al. (1995) pour le zircon 91 500 et par Sláma et al. (2008) pour le zircon Plešovice (Annexe 2.4). Les erreurs sur les analyses sont données à 1 σ . Néanmoins, lorsque les données sont combinées (par exemple pour calculer un âge moyen), les résultats finaux sont donnés avec des incertitudes correspondant à l'intervalle de confiance de 95 % ($\sim 2 \sigma$), à moins que cela ne soit explicitement mentionné. Les concentrations en Th, U et Pb des zircons analysés sont estimées à partir des teneurs en ces éléments du zircon GJ-1 (Jackson et al., 2004). Le détail du calcul est décrit dans l'Annexe 2.5.

3.3. Tri et sélection des données

Trois âges sont calculés à partir des analyses des rapports isotopiques de l'Uranium et du Plomb dans les zircons (rapports $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Si

ces trois âges sont identiques, ces âges sont dits concordants. En pratique, ces âges ne sont pas systématiquement identiques et présentent un certain degré de concordance (ou de discordance). Les discordances entre ces différents âges peuvent résulter notamment de pertes en Pb, de la présence de Pb commun ou d'une combinaison de ces deux phénomènes. Dans le cas d'une perte en Pb, l'âge le plus jeune est l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, puis l'âge $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et l'âge le plus vieux est l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Plus rarement, dans le cas d'un gain en Pb, les zircons sont discordants « inverses », dans ce cas l'âge le plus vieux est l'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et l'âge le plus jeune est l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

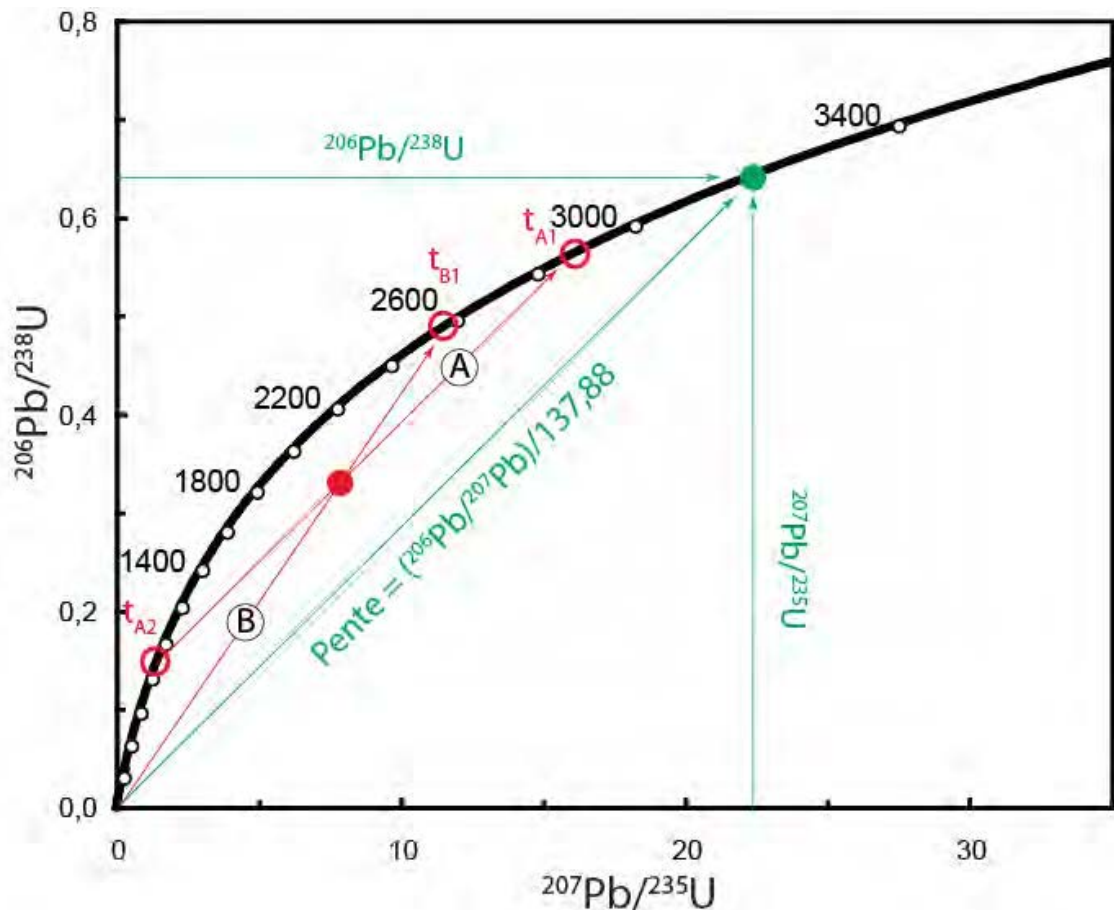


Figure 2.8. Courbe Concordia : concordance et discordance.

L'analyse correspondant au point vert a des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ identiques : elle est dite concordante. Aucune supposition ou interpolation n'est nécessaire pour connaître l'âge du zircon analysé, celui-ci est directement déduit des rapports isotopiques.

L'analyse correspondant au point rouge plein a des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ différents. Cette analyse est dite discordante. Un point discordant situé au-dessus de la Concordia est dit discordant inverse. La position de ce point résulte d'une perte en Pb. La déduction de l'âge primaire (i.e. l'âge de cristallisation du zircon) nécessite des informations additionnelles sur l'âge de la perte en Pb. Dans le cas d'une perte en Pb récente (cas B), le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ donne l'âge primaire du zircon (t_{B1}). En revanche, dans le cas d'une perte en Pb ancienne (cas A) au temps t_{A2} , l'âge primaire du zircon (t_{A1}) peut être beaucoup plus vieux que l'âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (t_{B1}). Les informations additionnelles permettant d'interpoler l'âge primaire du zircon peuvent être données par l'alignement de zircons discordants cogénétiques selon le vecteur A ou B. La cogénéité de zircons détritiques est difficile, voire impossible, à établir *a priori*. Les zircons contenant du Pb commun sont discordants.

La discordance, lorsqu'elle est liée à des pertes en Pb (ou gains apparents, dans les cas de zircons discordants inverses), témoigne d'une réouverture du système isotopique, ce qui donne des âges apparents dont la signification géologique est difficile, si ce n'est impossible, à interpréter, du moins pour des analyses réalisées sur zircons détritiques (Figure 2.8). Les différentes approches qu'il serait possible de suivre pour

effectuer une correction du Pb commun présentent soit des limitations liées à la méthode employée¹³, soit supposent que les systèmes isotopiques¹⁴ n'ont pas été perturbés (e.g. Košler et Sylvester, 2003). Compte tenu de ces limites, aucune correction du Pb commun n'a été effectuée, les zircons contenant du Pb commun ont donc des âges apparents dont la signification géologique est difficile à interpréter.

Ce problème existe également pour des échantillons de roches magmatiques, mais l'existence d'une population principale constituée de zircons cogénétiques rend l'interprétation d'une éventuelle discordance plus aisée.

Trois mesures de la concordance sont théoriquement possibles avec les trois âges mesurés. La mesure de la concordance utilisée dans ce travail se base sur la comparaison des âges maximums et minimums (âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) obtenus pour chaque analyse :

$$\text{Concordance (\%)} = \frac{100 \times [\text{âge } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}]}{[\text{âge } ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}]}$$

Dans la mesure où il est difficile, voire impossible, de donner une signification géologique aux âges ayant une concordance trop faible, il est nécessaire d'établir un seuil au-delà duquel les analyses ne sont pas prises en compte pour les calculs d'âge et les comparaisons des gammes d'âges entre plusieurs échantillons. Le seuil de concordance retenu résulte alors d'un compromis entre la représentativité (e.g. Malusà et al., 2013), d'une part, et la prise en compte d'analyses pour laquelle la signification géologique est incertaine, d'autre part (par exemple, un seuil de concordance de 90 % peut conduire à retenir un âge apparent ayant un écart de 300 Ma avec un âge réel de 3 Ga).

Il n'existe pas de consensus sur la valeur seuil de concordance à retenir pour le tri des analyses réalisées sur des zircons détritiques. Les valeurs seuil communément retenues varient entre 70 % et 97 % de concordance (e.g. Teipel et al., 2004 ; Nemchin et Cawood, 2005 ; Gehrels, 2012 ; Malusà et al., 2013).

Outre la perte de représentativité induite par l'adoption d'un seuil de concordance trop élevé (Malusà et al., 2013), différents problèmes ont été soulevés quant à l'utilisation de la concordance pour sélectionner des analyses. Cette pratique nécessite en effet de définir un choix arbitraire, au-delà duquel toutes les analyses sont rejetées (Nemchin et Cawood, 2005). Une autre critique porte sur la non-prise en compte, dans les calculs de concordance, des incertitudes analytiques (Nemchin et Cawood, 2005). En effet, la concordance est également fonction des incertitudes analytiques (e.g. Corfu, 2013, Figure 2.9). Les incertitudes analytiques associées à la détermination du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ sont relativement élevées pour des zircons contenant peu de Pb (jusqu'à 6% ; Chang Z. et al., 2006, voir 8 % ; Tiepolo, 2003).

Pour remédier à ce problème, deux approches sont proposées. La première consiste à calculer la concordance à partir des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ pour les zircons les plus jeunes. Ces derniers sont généralement ceux pour lesquels la teneur en

¹³ Interférence isobarique avec le ^{204}Hg pour une correction basée sur le ^{204}Pb . Cette correction nécessiterait en outre de connaître la composition isotopique du Pb au moment de la cristallisation du zircon, qui est délicate à estimer *a priori* pour des zircons détritiques.

¹⁴ ^{232}Th par rapport aux isotopes de l'U pour une correction basée sur le ^{208}Pb , concordance supposée du système ^{206}Pb - ^{238}U pour une correction basée sur le ^{206}Pb ou du système ^{207}Pb - ^{235}U pour une correction basée sur le ^{207}Pb .

Pb est la plus faible et la mesure du rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ la plus imprécise. Ainsi, Lawrence et al. (2011) proposent d'utiliser pour les grains plus jeunes que 300 Ma :

$$\text{Concordance (grains} < 300 \text{ Ma, \%)} = \frac{100 \times [\text{âge } ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}]}{[\text{âge } ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}]}$$

Cette approche présente deux désavantages. Premièrement, elle nécessite la définition d'un âge seuil (300 Ma pour Lawrence et al., 2011) qui n'a qu'un lien indirect avec la teneur en Pb et l'incertitude sur le rapport $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Deuxièmement, elle augmente le risque d'intégrer au jeu de données sélectionnées des analyses réellement discordantes (Figure 2.9) donc le risque d'en déduire une interprétation biaisée.

La seconde approche, proposée par Nemchin et Cawood (2005), consiste à utiliser la probabilité de concordance (telle que définie par Ludwig, 1998, calculée dans ce travail avec Isoplot, Ludwig, 2012) plutôt que la concordance. Cette approche ne résout pas le problème d'une valeur seuil, que Nemchin et Cawood (2005) proposent de placer à 5 ou 10 %, et présente le désavantage de prendre en compte des mesures imprécises (Figure 2.9). Il est possible de calculer les probabilités de concordance sur la Concordia $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ - $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$ (Tera-Wasserburg) ou sur la Concordia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ - $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (Wetherill). D'une manière générale, les probabilités de concordance sont plus fortes sur la première que sur la deuxième bien que cela ne constitue pas une règle absolue. Cela tient notamment au fait que les corrélations entre les erreurs sur les rapports $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ et $^{238}\text{U}/^{206}\text{Pb}$, utilisées pour la Concordia Tera-Wasserburg, sont faibles et approximées par 0,1 par Isoplot (Ludwig, 2012), tandis que les erreurs sur les rapports $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ et $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sont beaucoup mieux corrélées. Une évaluation de ces différentes approches sur la représentativité de l'échantillonnage a été estimée sur un échantillon (VN 12-38, cf. Chapitre 4) et est présentée dans le Tableau 2.7 (section 3.5.3).

Dans ce travail, il a été choisi une valeur seuil de 90 % de concordance (âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) pour trier les données isotopiques obtenues. Cette valeur, malgré les inconvénients qu'elle présente (Figure 2.9), est fréquemment adoptée dans la littérature et permet de conserver une représentativité acceptable (e.g. Malusà et al., 2013).

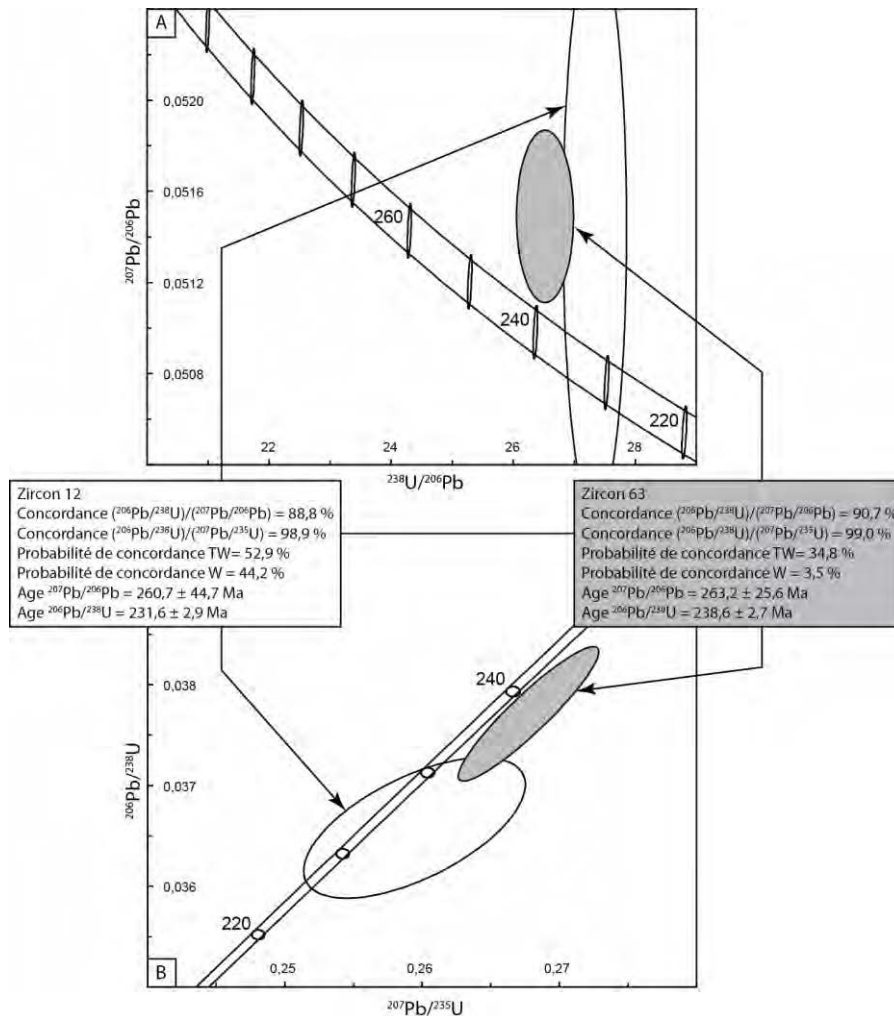


Figure 2.9. Illustration graphique de biais liés à l'utilisation d'une valeur seuil de concordance ou de probabilités de concordance.

- A. Diagramme Tera-Wasserburg pour deux analyses tirées de l'échantillon VN12-38. Selon la valeur seuil retenue dans ce travail (concordance $\geq 90 \%$), l'analyse correspondant au zircon 63 est sélectionnée tandis que celle correspondant au zircon 12 est rejetée, malgré une plus faible probabilité de concordance. Le calcul des probabilités de concordance tient compte des incertitudes sur les constantes de désintégration radioactive. Les incertitudes sur les âges sont données à 1σ (écart-type). Les ellipses sont dessinées à 1σ .
- B. Les mêmes zircons sont placés dans un diagramme Wetherill (Wetherill, 1956). Les probabilités de concordance sur une Concordia Wetherill (notées « W ») sont en général plus faibles que les probabilités de concordance sur une Concordia Tera-Wasserburg (notées « TW »).

La révision de la valeur de la constante de désintégration du ^{235}U (Schoene et al., 2006) n'a qu'une influence limitée sur la valeur de la concordance par rapport à l'utilisation de la constante de désintégration « classique » du ^{235}U (Steiger et Jäger, 1977) utilisée dans ce travail. Le calcul des âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ avec chacune des deux constantes de désintégration du ^{235}U pour un échantillon (LP 58¹⁵, comprenant 72 analyses) puis la comparaison des valeurs de concordance montre des écarts de concordance compris entre -0,11 et +0,19 points de pourcentage¹⁶. Néanmoins, la

¹⁵ Voir Chapitre 3 et Annexe 3.2.

¹⁶ Par exemple, pour le grain Zr 01 (échantillon LP 58, cf. Annexe 3.2), la concordance calculée avec $\lambda_{235} = 9,848 \cdot 10^{-10} \text{ an}$ (Steiger et Jäger, 1977) est de 127,94 %. Pour ce même grain, la concordance calculée avec

sélection et le rejet des analyses peuvent être influencés par le choix de la constante de désintégration du ^{235}U en raison de l'utilisation d'une valeur seuil (90 % de concordance). Dans ce cas, seules les analyses pour lesquelles la concordance est proche (environ 0,2 point de pourcentage) de la valeur seuil sont susceptibles d'être affectées. Sur l'échantillon LP 58, l'utilisation de l'une ou l'autre des constantes de désintégration ne modifie pas la sélection ou le rejet d'analyses.

3.4. Biais liés aux processus naturels

Des biais liés aux processus sédimentaires sont susceptibles de modifier les proportions relatives entre les différentes populations de zircons détritiques dans des échantillons de roche sédimentaire. Ces biais peuvent donc compliquer et perturber les interprétations sur les comparaisons des gammes d'âge, mais également sur les âges maximums de la sédimentation, en rendant une population statistiquement indétectable (cf. section suivant). La Figure 2.10 et le Tableau 2.6 résument les biais naturels documentés à ce jour.

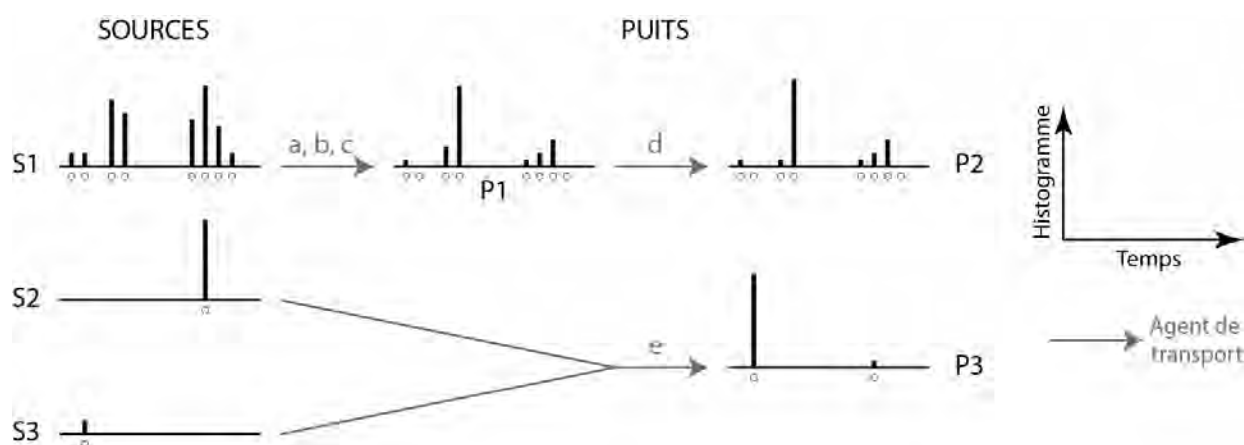


Figure 2.10. Biais liés aux processus sédimentaires et intrinsèques aux zircons.

Les sources correspondent à des bassins versants en érosion. Les puits correspondent aux zones où s'accumulent des sédiments (bassins sédimentaires). Les processus à l'origine des biais sont indiqués par les lettres minuscules. Le seul agent de transport pour lequel ces biais sont documentés est l'eau, mais de tels biais existent probablement pour des zircons ayant fait l'objet d'un transport éolien. Un transport par la glace est en revanche moins susceptible d'engendrer de tels biais.

Tableau 2.6. Processus naturels à l'origine de biais sur les proportions de zircons détritiques.

Lettre de la Figure 2.10	Processus sédimentaire à l'origine du biais	Référence
a	Tri hydraulique	Lawrence et al., 2011
b	Abrasion préférentielle des zircons métamictes	Sláma et Košler, 2012
c	Abrasion préférentielle des surcroissances métamorphiques	Afraneo Hartmann et Santos, 2004 ; Hay et Dempster, 2009b
d	Dissolution préférentielle des zircons métamictes lors de la pédogénèse, diagénèse et métamorphisme de bas grade	Delattre et al., 2007 ; Hay et Dempster, 2009a et 2009b
e	Fertilité (source mafique ou felsique par exemple) et/ou aire des bassins versants et/ou taux d'érosion différentiels entre les sources S2 et S3	Amidon et al., 2005 Moecher et Samson, 2006

Les processus naturels liés à la résistance mécanique et à la réactivité chimique des zircons (b et d, Tableau 2.6) affectent essentiellement les zircons métamictes, dans lesquels la diffusion du Pb est importante et existe même à basse température (Cherniak

$\lambda_{235} = 9,8569 \cdot 10^{-10}$ an (Schoene et al., 2006) est de 128,13 %, soit une différence de 0,19 point de pourcentage.

et Watson, 2000, 2003). Les âges mesurés dans ces zircons sont donc fortement discordants et sont rejetés lors de l'étape de tri des données basé sur la concordance (cf. section 3.3.) En revanche, les autres processus (e.g. tri hydraulique, cf. Tableau 2.6) sont potentiellement à l'origine de variations dans les gammes des âges retenus et les populations présentes dans plusieurs échantillons partageant une (ou plusieurs) sources communes.

L'interprétation de la comparaison des gammes d'âges entre plusieurs échantillons doit donc se faire à la lumière de ces biais potentiels : une similitude (ou dissimilitude) entre des gammes d'âges de plusieurs échantillons est-elle le résultat de sources différentes ou de processus sédimentaires différents ou, plus probablement, d'une combinaison entre ces facteurs ?

Différentes stratégies ont été proposées afin de minimiser l'influence de ces biais naturels, mais ces stratégies diffèrent (et sont même opposées) selon l'objectif de l'étude. Dans le cas de corrélations stratigraphiques, un moyen de s'affranchir (partiellement) du biais lié au tri hydraulique de zircons de tailles différentes consiste à comparer des échantillons de granulométrie similaire (Amidon et al., 2005).

Dans le cas où des comparaisons sont effectuées à des fins de corrélations paléogéographiques (i.e. reconstitution de la position des masses continentales, en reliant, par exemple, des gammes d'âge de zircons détritiques prélevés dans un bassin sédimentaire, ou puits, à ses sources potentielles), des stratégies différentes peuvent être employées. La première consiste à comparer des échantillons prélevés dans les dépôts sédimentaires mal triés, dans lesquels les différentes populations de zircons sont les moins fractionnées (Lawrence et al., 2011). L'autre stratégie consiste à échantillonner à plusieurs endroits correspondant à différents « sub-environnements » hydrodynamiques (au sens de Lawrence et al., 2011 ; Hietpas et al., 2011). Ces « sub-environnements » correspondent à des faciès sédimentaires différents. Cela souligne l'intérêt et la nécessité de coupler les études géochronologiques sur zircon avec des études sédimentologiques (faciès sédimentaires et pétrographie) pour contrôler les biais potentiels et leur influence sur l'interprétation des résultats.

Une illustration de biais liés à des processus naturels sur les distributions d'âge d'échantillons détritiques du Vietnam est présentée en Annexe 2.8.

3.5. Représentativité de l'échantillonnage et limites de détection

Les études visant à apporter des contraintes sur l'âge de la sédimentation comme celles visant à comparer les populations et gammes d'âges supposent que les zircons datés soient représentatifs de l'ensemble des zircons effectivement présents dans l'échantillon étudié. Il est possible d'évaluer la **représentativité de l'échantillonnage effectué en calculant les limites de détection** à partir du nombre de zircons datés (et concordants) dans un échantillon. Une **limite de détection correspond à l'abondance de la plus grande population de zircons qui n'est pas détectée par au moins i analyses pour un seuil de confiance donné** (Andersen, 2005). Cette approche vise à caractériser l'abondance de la plus grande population qui ne sera pas détectée à un niveau de confiance choisi. Une autre approche est proposée par Vermeesch (2004) qui envisage le nombre minimal d'analyses à réaliser pour échantillonner (par au moins i analyses) toutes les populations présentes dans un échantillon. Cette approche nécessite une hypothèse sur la structure des populations de zircons présentes dans un échantillon. La limite de détection telle qu'envisagée par la suite suit l'approche d'Andersen (2005).

Ces deux approches supposent par ailleurs un échantillonnage aléatoire des zircons présents dans une roche. Bien que cette condition ne soit pas réalisée en réalité (cf. section 3.2.), le calcul des limites de détection permet néanmoins d'examiner, en première approximation, la représentativité de l'échantillonnage.

3.5.1. Limite de détection pour un grain

Si l'échantillonnage est aléatoire, la sélection de n zircons dans un échantillon peut être considérée comme une série de n tirages réalisés au hasard et indépendants les uns des autres. Si on envisage l'échantillon comme un réservoir infini en zircons, l'abondance relative des populations de zircons reste constante tout au long du processus d'échantillonnage. La limite de détection X_L pour un grain à un seuil de confiance p_L donné est alors déduite de la loi binomiale (Andersen, 2005) :

$$X_L = 1 - (1 - p_L)^{1/n}$$

Compte tenu du processus de sélection des analyses basé sur la concordance, n correspond ici au nombre d'analyses concordantes ($\geq 90\%$) disponibles pour un échantillon. L'application de cette expression indique qu'il y a 95 % de chance (seuil de confiance $p_L = 0,95$) d'échantillonner au moins une fois (1 grain ou plus) une population représentant 5 % de l'ensemble des zircons dans la roche (limite de détection X_L) avec 59 analyses concordantes. De même, il y a 50 % de chance (seuil de confiance $p_L = 0,5$) d'échantillonner au moins une fois une population représentant 5 % des zircons d'une roche sédimentaire avec 14 analyses concordantes.

Plus un échantillon a une limite de détection élevée, plus les chances de manquer la ou les population(s) représentant une proportion inférieure à la limite de détection sont élevées. En revanche, une population de zircon reconnue dans un échantillon ayant une limite de détection élevée (voir très élevée) indique que cette population a une proportion relative importante (Andersen, 2005).

3.5.2. Limite de détection pour trois grains

En pratique, il est parfois nécessaire de déterminer la limite de détection pour plusieurs grains. En particulier, la détermination de l'âge maximum de la sédimentation peut requérir la prise en compte d'au moins trois grains (cf. section 3.6.). Dans ce cas, la limite de détection pour un seuil de confiance donné est :

$$p_L = 1 - \left(\sum_{k=0}^2 \binom{n}{k} \times (1 - X_L)^{n-k} \times X_L^k \right)$$

En développant, on obtient :

$$p_L = 1 - (1 - X_L)^n - n \times (1 - X_L)^{n-1} \times X_L - \frac{n \times (n-1)}{2} \times (1 - X_L)^{n-2} \times X_L^2$$

Une solution algébrique ne peut pas être obtenue pour cette équation, mais il est possible d'en approximer une solution. L'application de cette expression indique qu'il y a 95 % de chance (seuil de confiance $p_L = 0,95$) d'échantillonner au moins trois fois (3 grains ou plus) une population représentant 5 % de l'ensemble des zircons dans la roche

(limite de détection X_L) avec 124 analyses concordantes. De même, il y a 50 % de chance ($p_L = 0,5$) d'échantillonner au moins 3 grains d'une population dont la proportion relative est de 5 % avec 54 analyses concordantes.

3.5.3. Influence du tri et de la sélection des données sur la représentativité de l'échantillonnage

Le choix du type de concordance (basée sur les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ou âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$) ou de la probabilité de concordance ainsi que des valeurs seuils associées ont une forte influence sur la représentativité de l'échantillonnage. Une comparaison des différents protocoles de tri des données, basée sur un échantillon analysé dans ce travail (VN 12-38, cf. Chapitre 4 et Annexe 4.1), est présentée dans le Tableau 2.7.

Tableau 2.7. Comparaison des choix de tri des données sur la représentativité de l'échantillonnage : exemple de l'échantillon VN12-38.

	Concordance (%)						Probabilité de concordance (%)			
	âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$			âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$			Sur une Wetherill	Concordia	Sur une Concordia Tera	Wasserburg
Echantillon VN 12-38 : 99 analyses sur 99 grains	100 ± 10	100 ± 20	100 ± 30	100 ± 10	100 ± 20	100 ± 30	≥ 10	≥ 5	≥ 10	≥ 5
Nombre d'analyses retenues (/99)	10	31	48	68	92	97	13	17	25	32
LD ₁ (pL=0,5)	6,7	2,2	1,4	1,0	0,8	0,7	5,2	4,0	2,7	2,1
LD ₁ (pL=0,95)	25,9	9,2	6,1	4,3	3,2	3,0	20,6	16,2	11,3	8,9
LD ₃ (pL=0,5)	25,9	8,6	5,6	4,0	2,9	2,8	20,1	15,5	10,6	8,3
LD ₃ (pL=0,95)	50,7	19,0	12,6	9,0	6,7	6,4	41,1	32,7	23,2	18,4

LD₁(3) : Limite de détection pour 1 (respectivement 3) grains. pL=0,5 (0,95) : seuil de confiance de 50 % (respectivement 95 %). Le choix de la méthode de tri et de sélection des données retenu dans ce travail est indiqué en gras.

Le mode de calcul de la concordance adopté dans ce travail est relativement restrictif, en terme de représentativité, par rapport à d'autres protocoles de sélection parfois employés (cf. section 3.3). Cela présente l'inconvénient d'une perte potentielle d'information mais l'avantage d'éviter une interprétation erronée basée sur des analyses issues de zircons ayant subi des pertes en Pb ou intégré du Pb commun. A titre d'exemple, le grain Zr 45 de l'échantillon VN 12-38 a une concordance $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ de 91 %. En revanche, la probabilité de concordance (Concordia Wetherill) pour ce grain n'est que de $6 \cdot 10^{-39}$ % : cette analyse est discordante.

Par ailleurs, la majorité des analyses sélectionnées sur la base de la concordance $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ est la même que celle sélectionnée sur la base de leur probabilité de concordance (8 analyses communes pour la concordance $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ à 100 ± 10 % et une probabilité de concordance sur une Concordia Wetherill ≥ 10 %).

3.6. Age maximum de la sédimentation

L'âge maximum de la sédimentation d'un échantillon correspond à l'âge le plus jeune obtenu sur des zircons détritiques. Il existe différentes possibilités pour calculer cet âge à partir de l'ensemble des analyses réalisées (e.g. Dickinson et Gehrels, 2009). La Figure 2.11 (modifiée d'après Dickinson et Gehrels, 2009) est une compilation des âges maximums de dépôt de formations phanérozoïques de la région du Grand Canyon et du Plateau du Colorado comparés aux âges des formations déterminés par biostratigraphie.

Ces âges maximums de dépôt sont obtenus selon deux méthodes différentes (Figure 2.11), soit en sélectionnant l'âge du grain le plus jeune (points verts), soit en calculant l'âge moyen pondéré (pondération par l'inverse de la variance) d'un cluster comportant au moins trois grains (points rouges) dont les incertitudes se recouvrent (incertitudes à 2σ).

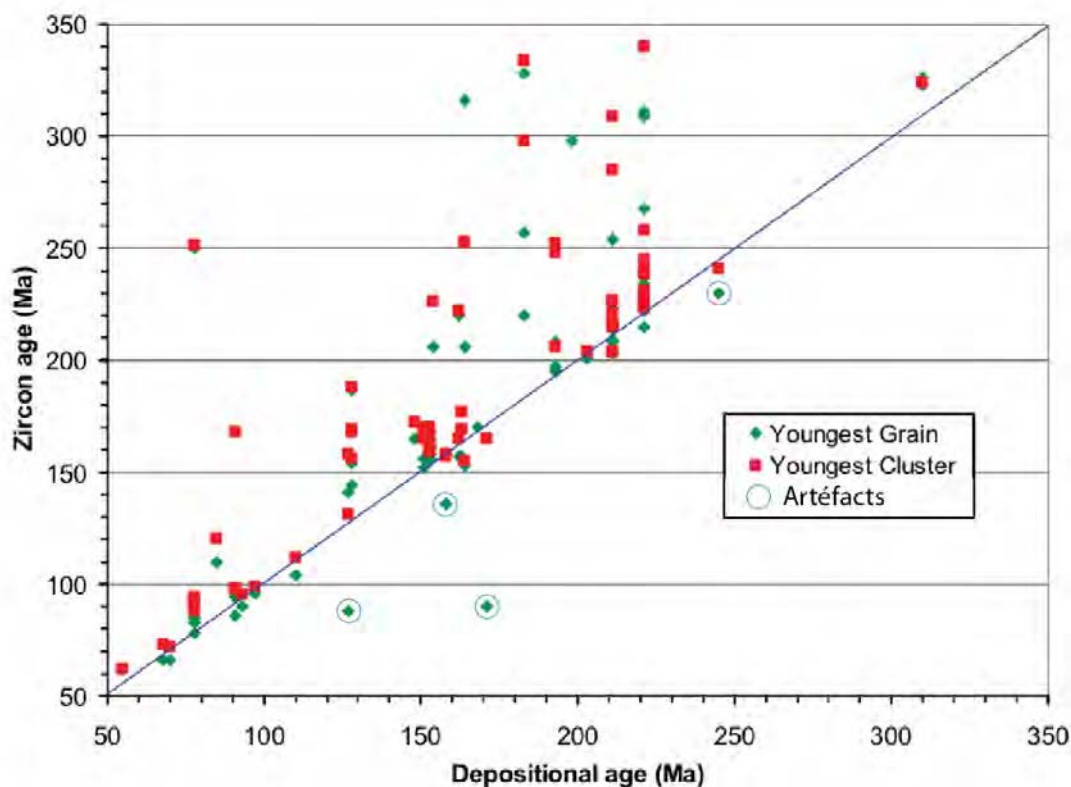


Figure 2.11. Comparaison de deux méthodes d'obtention de l'âge maximum de dépôt en fonction de l'âge biostratigraphique de dépôt (modifié d'après Dickinson et Gehrels, 2009).

La méthode consistant à obtenir l'âge maximum de dépôt en sélectionnant l'âge le plus jeune est sujet à des artéfacts tels que des pertes en Pb ou encore à des contaminations croisées lors des processus de concentration des zircons. L'utilisation d'un cluster comportant plusieurs grains dont les incertitudes se recouvrent diminue les risques liés à une contamination croisée ou à une perte en Pb par exemple.

En supposant un âge biostratigraphique exact, cette compilation montre que l'âge maximum de dépôt obtenu en calculant l'âge moyen pondéré d'un cluster comportant au moins trois grains dont les incertitudes se recouvrent est toujours¹⁷ (pour les données de cette compilation) compatible¹⁸ avec l'âge réel de dépôt. Ce n'est pas toujours le cas lorsque l'âge maximum de dépôt est obtenu selon d'autres méthodes (Dickinson et Gehrels, 2009).

¹⁷ Dans le détail, trois âges maximum de dépôt calculés à partir d'un cluster comportant au moins trois grains donnent des âges légèrement plus vieux que les âges biostratigraphiques (i.e. les trois points rouges sous la ligne bleue dans la Figure 2.11). Dickinson et Gehrels (2009) suggèrent que ces incohérences soient liées à des âges biostratigraphiques erronés (erreur dans la détermination des fossiles ou mauvaise valeur stratigraphique des fossiles).

¹⁸ Un âge U-Pb compatible avec l'âge réel de dépôt est un âge U-Pb égal ou antérieur à l'âge réel de dépôt. L'âge U-Pb peut être largement antérieur à l'âge réel de dépôt (e.g. Andersen, 2005).

Dans ce travail, les calculs de l'âge maximum des dépôts sont obtenus en utilisant ce critère de « trois grains ou plus » recommandé par Dickinson et Gehrels (2009), après filtrage des données sur la base de leur concordance (≥ 90 %).

Dans certains des échantillons étudiés, les pertes en Pb sont relativement importantes et les âges des clusters les plus jeunes sont définis principalement par des analyses moins concordantes ($90\% \leq \text{concordance} \leq 95\%$), appelées par la suite « analyses sub-concordantes ». Dans ce cas, l'âge maximum de dépôt est calculé en utilisant l'algorithme « *TuffZirc* » (Ludwig et Mundil, 2002). Cet algorithme détermine le cluster principal présent dans une série comportant au moins 12 analyses. L'âge calculé correspond à l'âge médian de ce cluster principal et les incertitudes données (asymétriques) correspondent au seuil de 95 % de confiance de l'erreur sur l'âge médian. Cet âge (et les erreurs associées) est fiable si au moins 40 % des analyses utilisées pour le calculer proviennent de zircons cogénétiques (pas de xénoctaux ou de zircons détritiques) et n'ayant pas subi de perte en Pb (Ludwig et Mundil, 2002).

Deux termes, « date » et « âge », sont utilisés pour désigner les résultats obtenus. La « date » se réfère au résultat brut trouvé. Un « âge » est une date interprétée, elle prend alors une valeur chronologique (e.g. Poujol et al., 2014).

Les incertitudes relatives (à 2σ) sur les âges finaux retenus dans ce travail sont comprises entre 0,7 % et 7,1 %, la plupart étant aux alentours de 2 %.

3.7. Comparaison des distributions d'âges

Pour chaque échantillon daté on obtient une série de moyennes et d'écart-types (les âges et leurs incertitudes), directement déduite des analyses isotopiques réalisées sur les zircons prélevés. Chaque échantillon, ou groupe d'échantillons lorsque plusieurs d'entre eux sont combinés (par exemple pour limiter les biais liés aux processus sédimentaires, cf. section 3.4.), est donc caractérisé par une distribution d'âges détritiques. Il existe différents moyens pour analyser la structure des populations (section 3.7.1), représenter des distributions d'âges (section 3.7.2.) et les comparer de manière quantitative (sections 3.7.3. et 3.7.4.).

3.7.1. Etude des structures des populations de zircons détritiques

Le nombre de composantes présentes dans un échantillon, la distribution de probabilité sur le nombre de composantes, ainsi que l'âge moyen, l'écart-type et la proportion relative de chacune de ces composantes, définissent la structure d'une population de zircons détritiques. Cette dernière est étudiée en utilisant *BayesMix* (Jarsa et al., 2006 ; Gallagher et al., 2009). Ce logiciel permet d'analyser les structures des populations en utilisant une méthode bayésienne de densité-mélange (*mixture modeling*) via un échantillonnage itératif basé sur une méthode de Monte Carlo par chaîne de Markov (Jarsa et al., 2006 ; le fonctionnement de ce programme est expliqué de manière schématique dans Ducassou, 2009).

L'analyse de la structure des populations est employée dans ce travail pour (i) estimer la validité statistique de certaines populations de zircons et (ii) pour estimer la proportion relative des différentes populations de zircons présentes dans un échantillon et comparer ces proportions relatives aux limites de détection calculées. Il convient de

noter, encore une fois, que cette analyse de la structure des populations se fait sous l'hypothèse que l'échantillonnage a été réalisé de manière aléatoire.

L'approche bayésienne mise en œuvre nécessite de définir des valeurs de paramètres de distribution et un « prior » (distribution de probabilité *a priori*). Les valeurs des paramètres de distribution de proposition utilisées pour modéliser les densités-mélanges sont ajustées pour chaque échantillon de manière à maintenir des taux d'acceptation des modèles compris entre 0,3 et 0,6 (Jarsa et al., 2006). Le prior utilisé est celui proposé par défaut dans BayesMix lorsque les distributions modélisées sont supposées normales (gaussiennes). Quand l'analyse de la position des zircons dans les diagrammes Wetherill ou Tera-Wasserburg montre que certaines populations de zircons comportent une forte proportion d'analyses sub-concordantes (i.e. $90\% \leq \text{concordance} \leq 95\%$), les distributions modélisées sont supposées asymétriques (skew). BayesMix propose alors le choix entre deux priors construits de manière à modéliser des pertes en Pb légères (prior I) ou importantes (prior II). Dans la mesure où les données modélisées sont déjà filtrées sur la base de leur concordance, seul le prior I est utilisé.

La gamme de valeur d'écart-type autorisée utilisée dans ce travail est comprise entre 0 et 2 Ma. Cette gamme a été choisie de manière à ce qu'elle corresponde à la durée de mise en place, supposée *a priori*, des roches magmatiques constituant les sources de zircons détritiques présentes dans les échantillons étudiés. Ainsi, un écart-type qui tend vers 0 rend compte de la présence éventuelle de sources volcaniques mises en place instantanément, tandis qu'un écart-type de 2 Ma peut intégrer un ensemble d'événements magmatiques. Par exemple, 2 Ma correspond à $\frac{1}{2}$ du temps de mise en place d'un pluton de volume important ($\sim 10^3 \text{ km}^3$; e.g. Coleman et al., 2004) mais est aussi bien inférieur à la durée de construction de gros complexes magmatiques (e.g. de Saint Blanquat et al., 2011). Le choix de la valeur 2 Ma demeure arbitraire mais cette durée reste cependant représentative de celle de mise en place de plutons individuels au sein de complexes magmatiques plus importants. Pour chaque modélisation, 10 000 itérations pré-échantillonnage sont réalisées (burn-in), puis 10^6 itérations sont effectuées (itérations post burn-in). La fréquence d'échantillonnage est de 1/50 (thinning factor = 50).

Les résultats reportés par la suite sont ceux correspondant à la moyenne des modèles dont le nombre de composantes revient le plus souvent lors du processus d'échantillonnage. Le nombre de composante le plus probable (i.e. qui revient le plus souvent lors du processus d'échantillonnage) est déterminé en analysant l'histogramme de distribution de probabilité sur le nombre de composantes.

3.7.2. Représentations graphiques des distributions d'âge et comparaison visuelle

Plusieurs types de représentation graphique des distributions d'âge ont été proposés dans la littérature et sont communément utilisés. Ces représentations permettent à la fois de caractériser les distributions d'âges (le nombre de composantes qui les constituent par exemple) et de les comparer visuellement entre elles.

Les histogrammes de fréquence (Figure 2.12A) constituent l'une des représentations graphiques les plus communément utilisées (e.g. Fedo et al., 2003; Sircombe, 2004). Ce mode de représentation présente l'avantage d'être simple et facile à mettre en œuvre. Deux critiques majeures peuvent cependant être émises: les erreurs ne sont pas prises en compte et la largeur des classes est arbitraire (Sircombe, 2004). L'utilisation de diagrammes de fréquence pour des comparaisons inter-échantillons nécessite que la largeur des classes de soit identique pour tous les échantillons comparés (mais pas nécessairement constante).

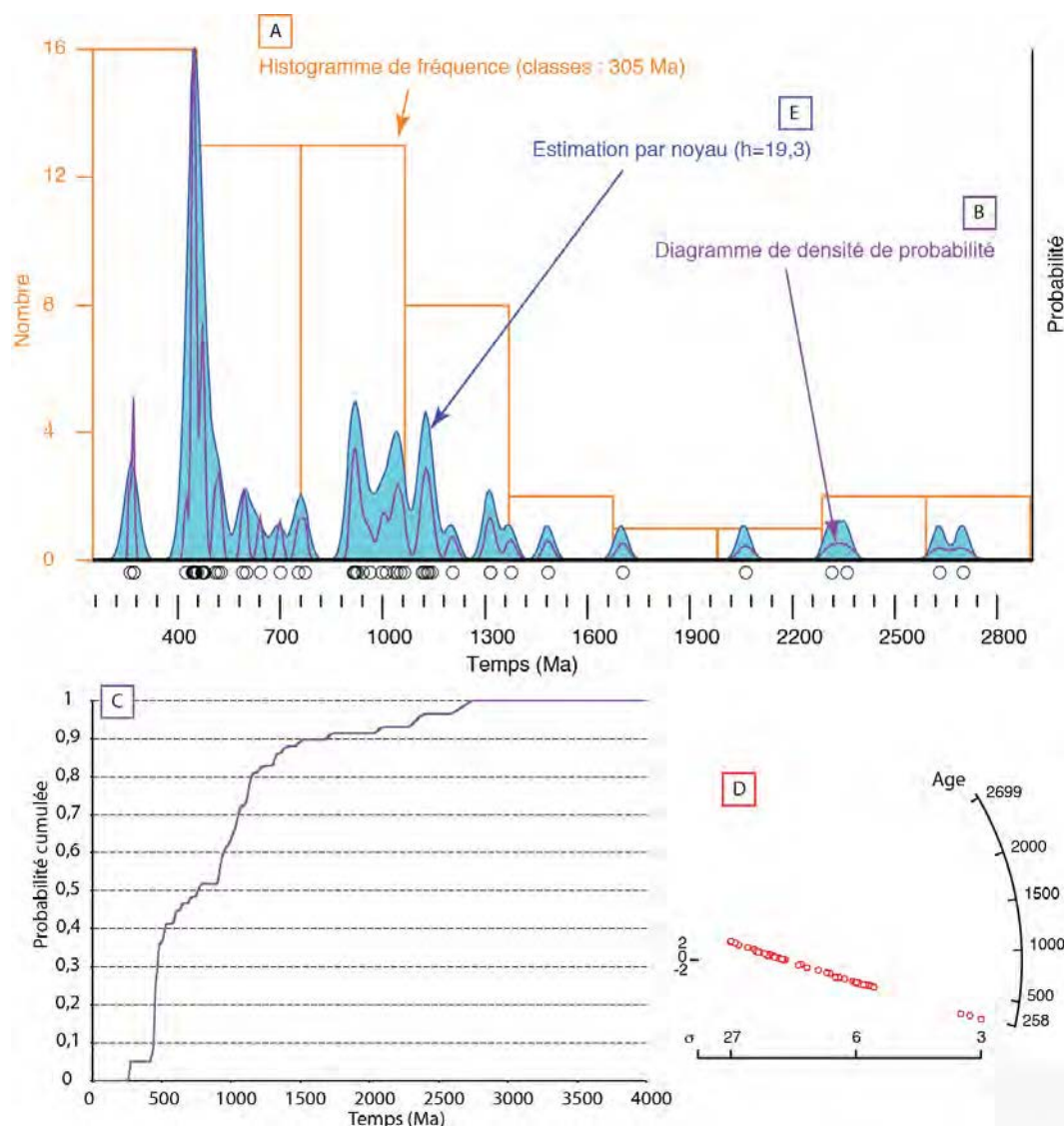


Figure 2.12 (page précédente). Quelques représentations graphiques de la distribution des âges de l'échantillon VN12-31¹⁹, qui comprend 58 analyses concordantes (entre 90 % et 110 %).

Les diagrammes A, B, D et E sont réalisés avec *Density Plotter* (Vermeesch, 2012). Le diagramme C est réalisé avec une routine Excel mise à disposition par Gehrels (www.laserchron.org).

- A. Histogramme de fréquence. La détermination de la largeur « optimale » des classes pour cet échantillon est réalisée avec *Density Plotter* (Vermeesch, 2012). La largeur des classes est constante. Les ordonnées correspondent au nombre d'analyses (fréquence) dans chaque classe.
- B. Diagramme de densité de probabilité (PDP). Les ordonnées correspondent à une probabilité. Chaque point sous l'axe des abscisses (temps) correspond à la valeur moyenne d'une analyse.
- C. Fonction de répartition (CDF). Les ordonnées correspondent à une probabilité cumulée.
- D. Diagramme de distribution radiale. Chaque point correspond à une analyse. La position de chaque point selon l'axe des abscisses dépend de sa précision analytique. L'âge moyen d'une analyse s'obtient en projetant l'image de son point sur la ligne « âge » par une ligne radiale passant par ce point.
- E. Estimation par noyau (KDE). La bande (h) « optimale » pour cet échantillon est calculée avec *Density Plotter* (Vermeesch, 2012). Les ordonnées correspondent à une probabilité.

¹⁹ Voir Chapitre 4.

Pour faire face à ces deux limitations, Dodson et al. (1988) introduisent ce qui est maintenant appelé « diagramme de densité de probabilité » (Figure 2.12B, PDP(t) - Probability Density Plot). Ce type de représentation est sans doute le plus utilisé dans la littérature actuelle (Fedo et al., 2003 ; Vermeesch, 2012) et s'obtient de la manière suivante (e.g. Sircombe, 2004) :

$$PDP(t) = \sum_{i=1}^n \frac{1}{e_i \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(t - x_i)^2}{2e_i^2}\right)$$

Avec t : temps (Ma), n : nombre d'analyses, e_i : erreur analytique de la $i^{\text{ème}}$ analyse, x_i : $i^{\text{ème}}$ âge.

Si ces représentations graphiques, qui correspondent grossièrement à des histogrammes lissés, sont utilisées pour des comparaisons inter-échantillons, elles doivent être normalisées au nombre d'échantillons :

$$PDP(t) = \frac{1}{n} \sum_{i=1}^n \frac{1}{e_i \sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(t - x_i)^2}{2e_i^2}\right)$$

On peut représenter cette fonction par sa fonction de répartition (CDF : Cumulative Density Function, Figure 2.12C) :

$$CDF(x) = \int_{-\infty}^x PDP(t) dt$$

Les fonctions de répartition montrent donc exactement la même information, sous une forme différente (e.g. Gehrels, 2012). Un désavantage de cette représentation graphique réside dans le fait que la densité de probabilité correspond à l'aire sous la courbe. La hauteur de la courbe dans ces diagrammes est donc à la fois une fonction de la quantité (des moyennes) et de la précision (leurs écart-types), qui sont sommées pour obtenir ces PDP (e.g. Sircombe, 2004 ; Vermeesch, 2012 ; Figure 2.13). Ces diagrammes « diluent » donc des informations précises (les analyses ayant une bonne précision analytique, i.e. un écart-type faible) avec des informations de moindre qualité (les analyses ayant une faible précision analytique, i.e. un écart-type important), comme l'a remarqué Galbraith (1998).

Une autre représentation graphique a alors été proposée par Galbraith (1998) : les diagrammes de distribution radiale (Figure 2.12D). Ces diagrammes permettent une estimation visuelle rapide des composantes présentes dans les distributions d'âge, mais ne permettent pas de quantifier une différence (i.e. une distance) entre plusieurs échantillons. Les diagrammes de distribution radiale ne sont par ailleurs pas idéalement adaptés pour la visualisation d'échantillons comprenant un grand nombre d'analyses (par exemple des échantillons comprenant plusieurs centaines d'analyses, e.g. Vermeesch, 2012).

Un autre mode de visualisation des distributions d'âge, utilisant les estimations par noyau (Kernel Density Estimator, KDE, Figure 2.12E), a alors été proposé (Vermeesch, 2012). Les estimations par noyau ont une apparence similaire aux PDP et sont obtenues de la manière suivante (pour un noyau gaussien, e.g. Vermeesch, 2012) :

$$KDE(t) = \frac{1}{nh} \sum_{i=1}^n \frac{1}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{(t - x_i)^2}{2h^2}\right)$$

Avec t : temps (Ma), n : nombre d'analyses, h : bandwidth (bande).

L'intérêt de cette représentation graphique par rapport à celle des PDP est illustré dans la Figure 2.13 : la non prise en compte des incertitudes analytiques élimine le problème lié à la « dilution » des informations précises et des informations peu précises propres aux PDP.

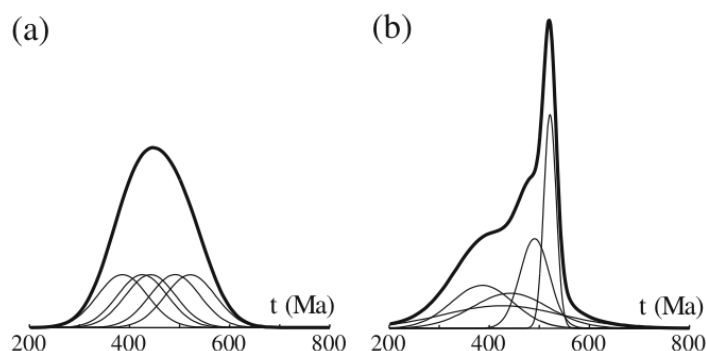


Figure 2.13. Comparaison des estimations par noyau (KDE) et des densités de probabilités (PDP), d'après Vermeesch (2012).

- A. L'estimation par noyau (trait épais) somme les noyaux gaussiens correspondant à la moyenne de chaque analyse dans un échantillon (traits fins). Les écart-types correspondants sont déterminés par la densité de probabilité locale.
- B. Le diagramme de densité de probabilité somme les noyaux gaussiens de chaque analyse (traits fins) pour lesquels les écart-types correspondent à la précision analytique pour chacune de ces analyses.

L'inconvénient majeur des KDE réside dans le choix de la bande (h), qui peut être optimisée pour chaque échantillon (Vermeesch, 2012) mais qui doit être identique pour pouvoir faire des comparaisons inter-échantillons. Une valeur mal optimisée de la bande conduit un lissage de l'estimation par noyau trop important (respectivement pas suffisamment) qui est susceptible de masquer (respectivement de surcharger) l'information pertinente (Figure 2.14) et se révèle particulièrement importante pour des comparaisons inter-échantillons (Sircombe et Hazleton, 2004).

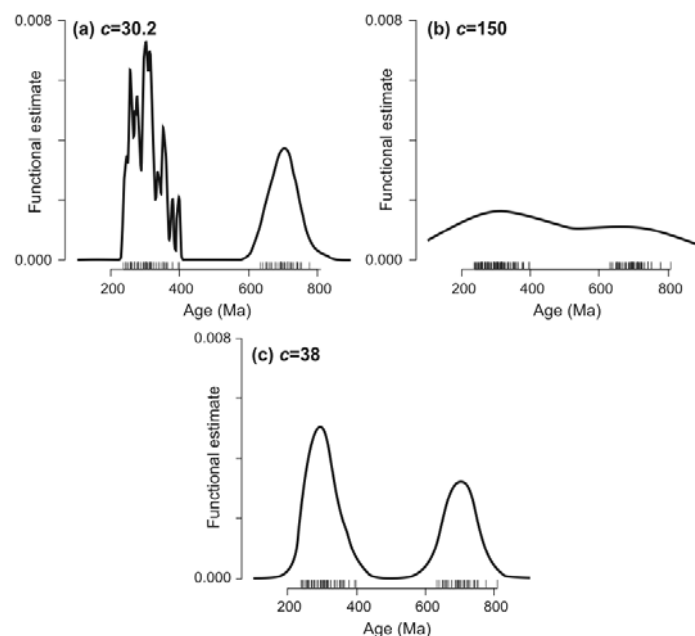


Figure 2.14. Allure des estimations par noyau pour le même échantillon avec des bandes différentes (d'après Sircombe et Hazleton, 2004).

Le paramètre c utilisé par Sircombe et Hazelton (2004) est une fonction de h . Le lissage n'est pas assez important dans le cas (a) et trop dans le cas (b). Pour cet échantillon, le h « optimisé » correspond au cas (c), mais sera différent pour un autre échantillon. Une comparaison inter échantillon n'est possible que si des bandes identiques sont utilisées pour obtenir les estimations par noyau de chaque échantillon.

Concernant les échantillons étudiés dans ce travail, les allures générales des PDP et KDE avec un h optimisé pour l'échantillon en utilisant Density Plotter (Vermeesch, 2012) sont semblables sauf pour ceux ne comportant qu'un faible nombre d'analyse (typiquement, moins de 10). En revanche, les h optimisés pour chaque échantillon sont différents et l'utilisation d'un h constant conduirait à un lissage soit trop soit pas assez important (cf. Figure 2.14) pour certains échantillons.

Dans ce travail, les distributions d'âges des échantillons sont représentées par leur PDP et leur KDE, en utilisant une bande optimisée pour chaque échantillon telle que celle calculée par Density Plotter (Vermeesch, 2012). Lorsque des **comparaisons graphiques inter-échantillons sont proposées, la bande choisie pour les KDE est fixée arbitrairement** en faisant une moyenne des h optimisés pour tous les échantillons à comparer.

3.7.3. Comparaisons quantitatives des distributions d'âge

Bien que l'œil humain soit relativement efficace pour des comparaisons qualitatives, il devient difficile de faire des comparaisons entre un grand nombre d'échantillons comportant eux-mêmes un grand nombre de composantes distinctes (e.g. Sircombe et Hazelton, 2004 ; Vermeesch, 2013). De telles comparaisons sont de plus sujettes à la subjectivité des personnes comparant visuellement ces échantillons (e.g. Sircombe et Hazelton, 2004), subjectivité qui est d'autant plus importante que les échantillons à comparer sont nombreux et ont des caractéristiques proches (nombre et âge des composantes par exemple). Il est donc nécessaire de disposer de moyen permettant de comparer de manière quantitative et objective des distributions d'âges. Différentes méthodes ont ainsi été proposées.

L'une de ces méthodes, le test de Kolmogorov-Smirnov (e.g. Burrett et al., 2014), permet de déterminer la probabilité que deux distributions d'âges ne sont pas identiques. Ce test qui compare des échantillons deux à deux constitue une méthode relativement lourde et longue à mettre en œuvre. Par exemple, les 34 échantillons comparés par Burrett et al. (2014) nécessitent l'analyse des résultats de 544 comparaisons.

Une autre approche basée sur des analyses en composantes principales a été proposée par Sircombe (2000). Cette méthode, dont Sircombe et Hazelton (2004) reconnaissent la lourdeur et la complexité (notamment en raison de la prise en compte des incertitudes analytiques), requiert la comparaison d'un nombre conséquent d'échantillons (plus de 20) comprenant eux-mêmes beaucoup d'analyses (environ 60) pour éviter une trop forte influence de données aberrantes (outliers) (Sircombe et Hazelton, 2004).

Une méthode de comparaison basée sur une généralisation des analyses en composantes principales et le positionnement multidimensionnel est proposée par Vermeesch (2013). Cependant, les incertitudes analytiques ne sont pas prises en compte limitant son utilisation à des jeux de données ayant des incertitudes proches. Cela constitue un handicap notable à l'utilisation de cette méthode de comparaison.

D'autres approches, basées sur la mesure des distances entre des densités de probabilité, ont été employées. Les comparaisons quantitatives des distributions d'âges réalisées dans ce travail suivent cette approche.

Il existe différentes mesures possibles des distances entre des densités de probabilités. Certaines sont revues et comparées par Pritchard et al. (2009) qui montrent que le choix d'une notion de distance par rapport à une autre peut affecter le résultat des comparaisons entre les distributions d'âge. Les conditions que doivent respecter de telles notions de distances sont explicitées par Vermeesch (2013) et sont :

- (i) l'indépendance par rapport à la taille de l'échantillon, pour pouvoir comparer des échantillons comportant un nombre d'analyses différentes,
- (ii) la séparation, c'est-à-dire que la distance entre deux distributions d'âges doit être positive,
- (iii) la symétrie, c'est-à-dire que la distance entre une distribution d'âges A et une distribution d'âges B (distance AB) doit être égale à la distance BA,
- (iv) l'inégalité triangulaire (distance $AC \leq$ distance AB + distance BC).

Dans ce travail, une notion de distance et deux « pseudo-distances » (ne respectant pas l'inégalité triangulaire, cf. Annexe 2.6) ont été comparées en utilisant des échantillons dont la répartition stratigraphique est connue a priori. Les densités de probabilité comparées peuvent être basées soit sur des estimations par noyau (KDE), soit sur des diagrammes de densité de probabilité (PDP). L'utilisation des KDE nécessite l'emploi d'une bande (h) identique pour tous les échantillons. Or l'utilisation d'un h identique pour tous les échantillons impose un lissage trop ou pas assez important pour certains échantillons (Sircombe et Hazelton, 2004). Malgré leurs désavantages (Figure 2.11), les comparaisons quantitatives entre les distributions d'âges réalisées dans ce travail se basent sur les PDP.

Les trois notions de distances (ou « pseudo-distance ») comparées sont les suivantes : la similarité, le recouvrement (introduites par Gehrels, 2000) et la distance L^2 (e.g. Sircombe et Hazelton, 2004 ; Pritchard et al., 2009). La similarité (similarity) et le recouvrement (overlap) sont calculés en utilisant une routine Excel mise à disposition par Gehrels (www.laserchron.org) selon le principe expliqué par la Figure 2.15. Compte tenu des limitations d'Excel, cette routine ne permet pas de calculer les similarités et recouvrement de plus de dix échantillons (comprenant au maximum 1000 analyses chacun) en même temps. Le recouvrement et la similarité sont des notions de similitude comprises entre 0 et 1. Un programme a été développé (sous Scilab²⁰, en collaboration avec Gaël Cousin, Dipartimento di Matematica, Pise, Italie) pour comparer les distributions d'âges en utilisant la distance L^2 . Celui-ci est disponible en Annexe 2.7.

²⁰ Silab : logiciel de calcul numérique gratuit et multi-plateformes (Windows, Mac OS et Linux), téléchargeable à l'adresse suivante : <http://www.scilab.org/>

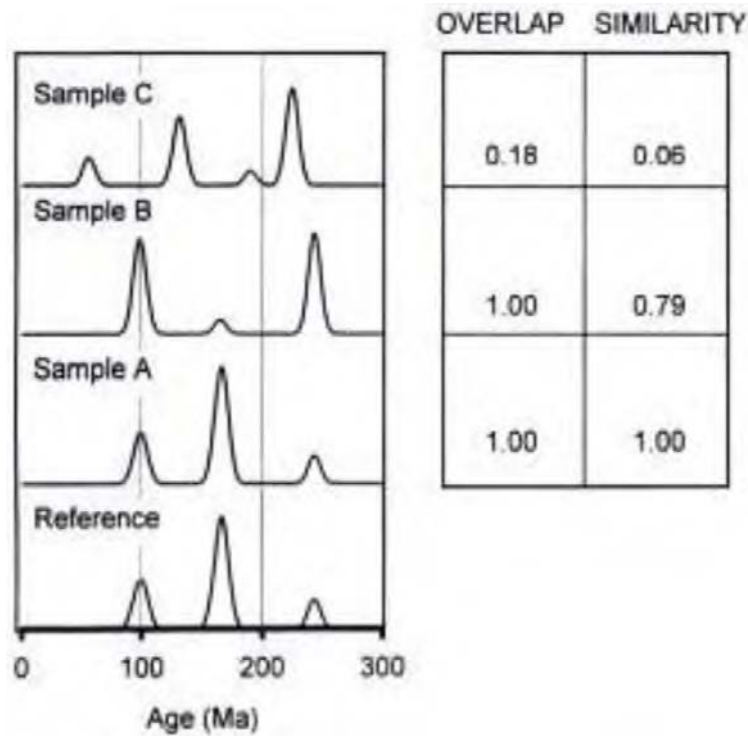


Figure 2.15. Principe du calcul de la similarité et du recouvrement (Gehrels, 2000).

Chaque courbe représente un diagramme de densité de probabilité (normalisé au nombre d'échantillons utilisés pour générer ces diagrammes). Les courbes des échantillons A, B et C sont comparées à une courbe de référence. La similarité compare l'allure générale des courbes et est comprise entre 0 et 1 (0 : aucun recouvrement, 1 : recouvrement parfait). Le recouvrement compare le recouvrement selon le temps uniquement et est compris entre 0 et 1 (0 : aucun recouvrement temporel, 1 : recouvrement temporel parfait).

La mesure de la similarité (notée S_{ij}) s'exprime de la manière suivante :

$$S_{ij} = \int_{-\infty}^{+\infty} \sqrt{f_i(t) \times f_j(t)} dt$$

Avec $f_i(t)$ et $f_j(t)$ deux PDP(t) normalisées à leur nombre d'analyses. L'obtention d'une distance à partir de la similarité et du recouvrement s'obtient en faisant (1-similarité) ou (1-recouvrement), respectivement. Ces « distances » ne respectent pas l'inégalité triangulaire (cf. Annexe 2.6) et ne sont appelées « distances » par la suite que par commodité de langage.

La troisième notion de distance comparée est la distance L^2 (notée d_{ij}), qui s'exprime de la manière suivante entre deux PDP(t) normalisées à leur nombre d'analyses $f_i(t)$ et $f_j(t)$:

$$d_{ij} = \sqrt{\int (f_i(t) - f_j(t))^2 dt}$$

Dans les cas des échantillons où plusieurs analyses (concordance $\geq 90\%$) ont été effectuées sur un même grain, la procédure suivante a été appliquée. Si les âges sont identiques dans l'incertitude (2σ), une seule analyse a été prise en compte (la plus

précise) pour générer le diagramme de densité de probabilité. Si les âges sont différents, les deux ont été pris en compte pour générer le diagramme de densité de probabilité.

Les résultats de ces comparaisons quantitatives se présentent sous la forme de matrices symétriques dont un exemple est donné ci-dessous (Figure 2.16).

LP03	LP03							1-SIMILARITÉ		
LP04	0,200	LP04								
LP05	0,222	0,267	LP05							
LP06	0,773	0,851	0,481	LP06						
LP08	0,861	0,893	0,620	0,322	LP08					
LP11	0,836	0,917	0,612	0,236	0,269	LP11				
LP57	0,854	0,962	0,803	0,629	0,586	0,654	LP57			
LP58	0,811	0,902	0,709	0,586	0,449	0,546	0,285	LP58		
LP100	0,949	0,965	0,690	0,171	0,310	0,282	0,624	0,579	LP100	

Figure 2.16. Exemple d'une matrice présentant les résultats des comparaisons quantitatives d'échantillons triasiques du Laos selon la méthode de la similarité (Gehrels, 2000).

La conversion de la similarité en distance est obtenue en soustrayant 1 à la valeur de similarité. Dans la mesure où les distances sont symétriques, la matrice est symétrique et seule la partie inférieure est montrée. La cellule en rose indique la distance la plus faible existante entre tous ces échantillons.

La présentation de ces résultats sous forme de matrice présente deux désavantages majeurs. Le premier, évident, est qu'il est difficile d'analyser facilement ces résultats compte tenu du nombre d'entrées dans ces tableaux (e.g. 544 valeurs à comparer pour 34 échantillons dans l'étude de Burrett et al., 2014). Cela est d'autant plus vrai que le nombre d'échantillons à comparer est grand, le but d'une telle méthode étant justement de pouvoir comparer un grand nombre d'échantillons. Le deuxième désavantage est que ces matrices ne permettent de comparer ces échantillons que deux à deux. Il est extrêmement difficile, à partir de ces données d'identifier les relations (distance) que peuvent entretenir des groupes d'échantillons. L'utilisation de méthodes de regroupement hiérarchique à partir de ces matrices de distances permet alors de fournir une représentation graphique de ces résultats qui est plus facilement interprétable.

3.7.4. Regroupements hiérarchiques

Il est possible d'**identifier les relations entre des groupes d'échantillons en effectuant des regroupements hiérarchiques**. Ces regroupements hiérarchiques sont **représentés sous la forme de dendrogrammes** (graphes connexes non cycliques, également appelés « arbres »). L'arbre réalisé à partir de la matrice de la Figure 2.16 est présenté dans la Figure 2.17. Cet arbre a été réalisé en utilisant le logiciel MEGA (Tamura et al., 2011).

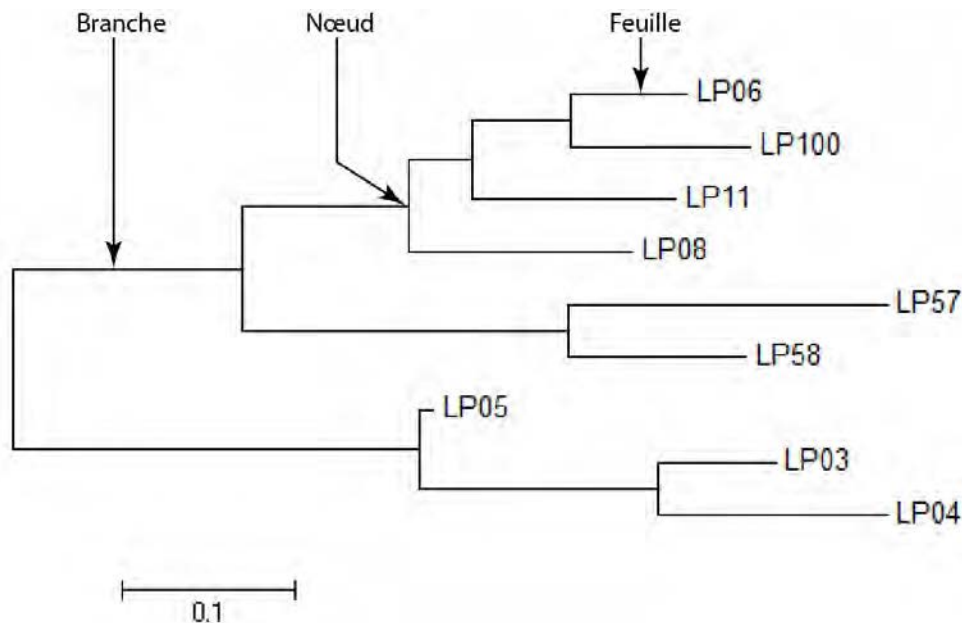


Figure 2.17. Arbre obtenu à partir de la matrice de similarité présentée Figure 14.

Cet arbre a été réalisé avec le logiciel MEGA²¹ (v. 5.2., Tamura et al., 2011) en utilisant l'algorithme du « *Neighbor-Joining* ». Le vocabulaire employé pour décrire des arbres (branche, nœud, feuille) y est indiqué.

Les relations entre des groupes d'échantillons sont identifiées à partir de la topologie des arbres. La topologie d'un arbre se réfère uniquement à sa forme, la longueur des branches n'est pas prise en compte (Desper et Gascuel, 2005).

De nombreux algorithmes sont cités dans la littérature pour construire les arbres (e.g. Sircombe et Hazelton, 2004 ; Pritchard et al., 2009). Deux d'entre eux sont utilisés dans ce travail, l'**UPGMA (Unweighted Pair Group Method using arithmetic Averages)** et le **NJ (Neighbor Joining)**, Saitou et Nei, 1987). L'UPGMA a été sélectionné pour sa simplicité de mise en œuvre et le NJ pour son efficacité à retrouver la topologie exacte d'un arbre (Saitou et Nei, 1987).

Le principe de fonctionnement de ces deux algorithmes est expliqué dans la Figure 2.18. Ceux-ci procèdent en agglomérant les deux échantillons entre lesquels la distance est la plus faible (ou la similarité est la plus forte, ce qui revient au même). Dans l'exemple montré dans la Figures 2.16, les premiers échantillons groupés sont LP06 et LP100, qui ont la similarité la plus forte. Le groupe constitué par LP06 et LP100 est ensuite traité comme un seul échantillon et une nouvelle matrice de distance est calculée. Le processus continu jusqu'à ce que tous les échantillons aient été groupés.

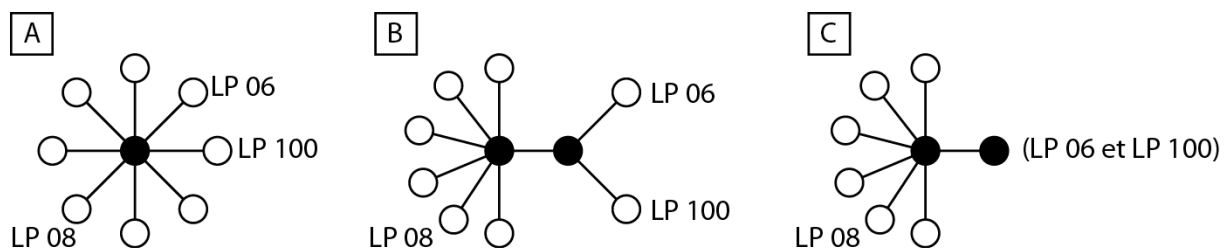


Figure 2.18. Principe de fonctionnement des algorithmes UPGMA et NJ (modifié d'après Desper et Gascuel, 2005).

²¹ MEGA : Molecular Evolutionary Genetics Analysis

- A. L'algorithme repère dans la matrice de distance (ici représentée sous forme d'un arbre étoilé non hiérarchisé) les échantillons pour lesquels la distance est minimale (dans l'exemple montré, il s'agit de LP 06 et LP 100).
- B. Un nouveau nœud connectant ces deux échantillons est créé.
- C. Une nouvelle matrice de distance, dans laquelle les échantillons pour lesquels la distance est minimale sont regroupés, est calculée. Elle comprend donc une colonne et une ligne en moins par rapport à la matrice considérée en A. Le processus recommence jusqu'à ce que tous les échantillons soient groupés.

L'algorithme NJ fonctionne en minimisant la longueur totale de l'arbre (Desper et Gascuel, 2005). L'algorithme UPGMA diffère du NJ en ce qu'il suppose que la matrice de distance est ultramétrique. Si x , y et z sont trois feuilles d'un arbre et d une distance, l'ultramétrie se définit de la manière suivante :

$$d(x,y) \leq \max(d(x,z), d(y,z))$$

Le coefficient de distorsion (e.g. Mendel, 2004) est un indicateur de la distorsion entre les distances dans la matrice initiale et les distances obtenues après l'application des algorithmes de groupement hiérarchique (UPGMA ou NJ). S'il n'y a pas de distorsion des distances, le coefficient de distorsion est égal à 1. Il est supérieur s'il y a une distorsion et devient de plus en plus grand lorsque la distorsion augmente. Par exemple, un coefficient de distorsion égal à 1,5 revient à accepter que certaines distances soient respectées tandis que d'autres soient multipliées par 1,5.

Compte tenu de la supposition d'ultramétrie faite par l'algorithme UPGMA, les arbres obtenus via cet algorithme doivent avoir une distorsion de 1 (i.e. pas de distorsion). Ce coefficient de distorsion est disponible dans le programme développé dans le cadre de ce travail, mais ne l'est pas dans MEGA.

L'interprétation des regroupements hiérarchiques obtenus à partir de cette méthode doit se faire à la lumière des différents biais introduits par des processus géologiques naturels (e.g. tri hydraulique) et/ou par les méthodes analytiques employées. Une illustration de l'influence de ces biais sur les regroupements hiérarchiques de quatre échantillons détritiques prélevés au Vietnam est présentée et discutée en Annexe 2.8.

3.8. Rapport Th/U et origine des grains

En plus des comparaisons des distributions d'âges, il est parfois possible de préciser l'origine de certaines populations de zircons à partir de leurs caractéristiques géochimiques. Les seules caractéristiques géochimiques de zircons analysés dans ce travail sont leurs concentrations en U et Th. Le rapport Th/U d'un grain peut être utilisé comme le marqueur d'une origine magmatique ou métamorphique.

Des rapports Th/U inférieurs à 0,1 indiquent, en général, une origine métamorphique (Rubatto, 2002). Cependant, des zircons d'origine magmatique probable mais recristallisés lors d'un événement métamorphique peuvent avoir des rapports Th/U de 0,5 (Teipel et al., 2005) voir 1,7 (Kelly et Harley, 2005).

Linnemann et al. (2011) et Kydonakis et al. (2014) ont par ailleurs proposé de distinguer des zircons provenant de sources felsiques, caractérisés par un rapport Th/U inférieur à 1 et des zircons provenant de sources mafiques caractérisés par un rapport Th/U supérieur à 1,5 (Linnemann et al., 2011).

L'existence de la Grande Province Magmatique basaltique d'Emeishan (e.g. Sheth, 2007 ; Chapitre 1) à la fin du Permien dans le domaine Est Téthysien et la mise en place de nombreuses ophiolites dans cette région (cf. Chapitre 1) rend cette distinction particulièrement attrayante pour tenter de retrouver les sources des zircons détritiques analysés dans ce travail.

Afin de tester cette proposition, une compilation du rapport Th/U dans des zircons provenant dans des roches mafiques et ultramafiques de cette Grande Province Magmatique et de diverses ophiolites du domaine Est Téthysien a été effectuée (Figure 2.19).

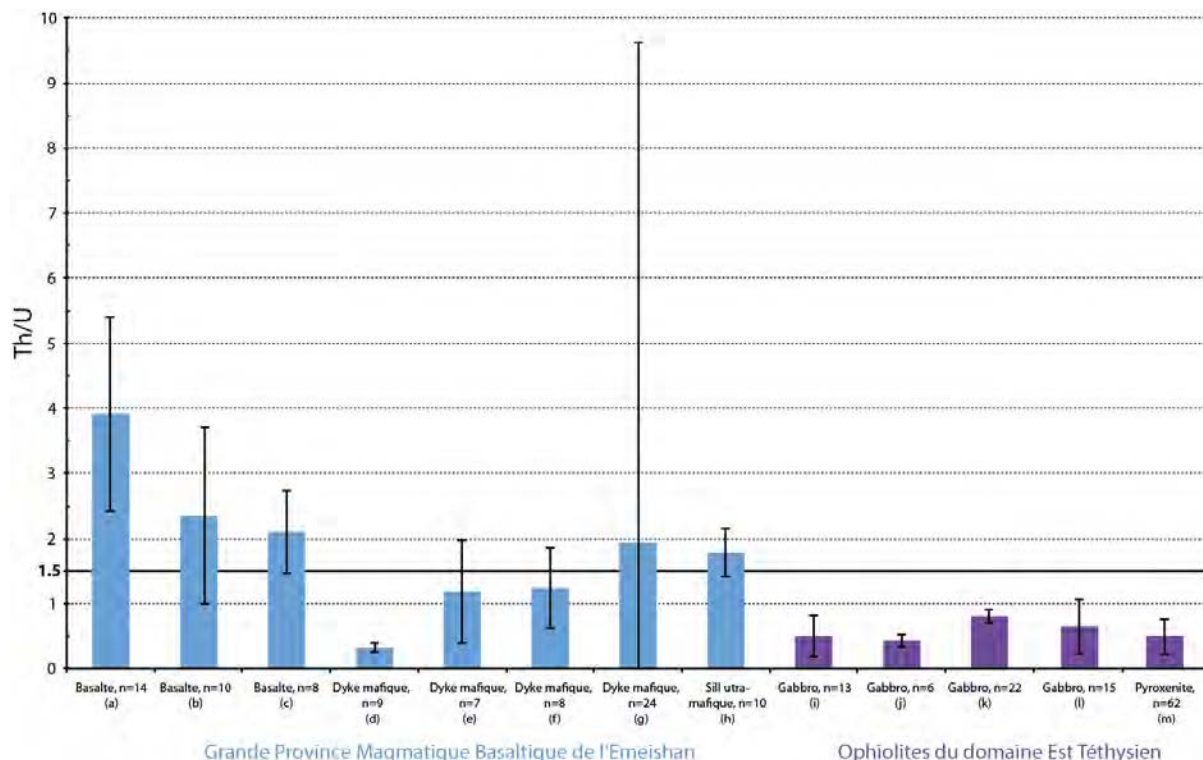


Figure 2.19. Rapports Th/U de zircons provenant d'échantillons de roches mafiques de la province de l'Emeishan et d'ophiolites du domaine Est Téthysien.

Les barres d'erreurs représentent une fois l'écart-type. La valeur Th/U = 1,5 correspond à la valeur proposée par Linnemann et al. (2011) pour distinguer les zircons provenant de sources felsiques (Th/U < 1,5) des zircons provenant de sources mafiques (Th/U > 1,5). n : nombre de zircons par échantillon (90 proviennent de l'Emeishan, 118 d'ophiolites). Les lettres indiquent les sources bibliographiques utilisées (Tableau 2.8).

Tableau 2.8. Sources bibliographiques pour les rapports Th/U de roches mafiques de l'Emeishan et d'ophiolites du domaine Est Téthysien.

Lettre (Figure 17)	Nombre de zircons	Th/U ($\pm 1\sigma$)	Source bibliographique
a	14	3,9 \pm 1,5	Fan W. et al., 2008
b	10	2,3 \pm 1,4	Fan W. et al., 2008
c	8	2,1 \pm 0,6	Lai S. et al., 2012
d	9	0,3 \pm 0,1	Shellnutt et al., 2012
e	7	1,2 \pm 0,6	Shellnutt et al., 2012
f	8	1,2 \pm 0,6	Shellnutt et al., 2012
g	24	1,9 \pm 7,7	Shellnutt et al., 2008
h	10	1,8 \pm 0,4	Zhou M.-F. et al., 2002
i	13	0,5 \pm 0,3	Jian P. et al., 2008
j	6	0,4 \pm 0,1	Jian P. et al., 2008
k	22	0,8 \pm 0,1	Yan Q. et al., 2005
l	15	0,6 \pm 0,4	Fan W. et al., 2010
m	62	0,6 \pm 0,3	Zhang R.Y. et al., 2014

Parmi tous ces échantillons de roches ultrabasiques et basiques, un seul (noté (a), basalte prélevé dans la province magmatique de l'Emeishan, Fan W. et al., 2008 ; Figure 2.19) présente un rapport Th/U significativement plus élevé que la valeur de 1,5 proposée comme limite entre les zircons provenant de roches felsiques et mafiques par Linnemann et al. (2011). Ainsi, l'utilisation de ce rapport comme indicateur de source mafique ou felsique est donc, au moins dans le cadre du domaine Est Téthysien au Permien et au Trias, à proscrire.

4. Conclusion

L'analyse des bassins sédimentaires fait appel à différentes méthodes, complémentaires les unes des autres. La reconstitution des paléoenvironnements, par la sédimentologie de faciès et l'identification des discordances, permet de mettre en évidence l'existence de paléoreliefs.

Un calage chronologique de l'âge des paléoreliefs peut ensuite être obtenu en déterminant l'âge des sédiments par géochronologie U-Pb sur zircon. Si les échantillons datés proviennent de roches volcaniques interstratifiées dans les séries sédimentaires, l'âge obtenu correspond à l'âge de la sédimentation. Si les échantillons proviennent de roches volcano-sédimentaires, l'âge obtenu est un âge maximum de la sédimentation. Il est alors nécessaire d'évaluer la durée du remaniement des volcanoclastes. L'analyse des zircons détritiques permet également d'obtenir les différentes gammes d'âges (correspondant à différentes populations de zircons détritiques) présentes dans une roche sédimentaire à des fins de corrélations stratigraphiques ou d'étude de provenance. Un programme a été développé dans ce travail afin de réaliser et de présenter graphiquement des analyses quantitatives de comparaison des gammes d'âges détritiques.

Le contexte géodynamique de mise en place des paléoreliefs est ensuite déterminé à partir des caractéristiques géochimiques des roches volcaniques et volcano-sédimentaires associées à la sédimentation. L'emploi des diagrammes de discrimination tectonique peut parfois se révéler ambigu, mais la diversité des diagrammes utilisés et des types de roches (volcaniques et sédimentaires) sur lesquelles les résultats ont été obtenus permet de tester la cohérence de ces résultats.

A partir de la connaissance des paléoreliefs, de leur âge et de leur contexte de mise en place, il est alors possible de reconstituer l'évolution géodynamique des bassins analysés. Les résultats de ces différentes analyses réalisées dans le Bassin de Luang Prabang font l'objet du Chapitre 3. Les bassins de Sam Nua et de Song Da, localisés le long de la bordure Nord du bloc Indochine, font l'objet du Chapitre 4.

CHAPITRE 3

BASSIN DE LUANG PRABANG

1. Contexte géologique	107
1.1. Cadre géodynamique régional.....	107
1.2. Contexte stratigraphique	109
2. Etude minéralogique	112
2.1. Formation des Argiles Violettes	112
2.1.1. Faciès non affectés par des processus pédogéniques.....	112
2.1.2. Faciès pédogéniques.....	113
2.2. Formation des Argiles Rouges	114
2.2.1. Roches volcano-sédimentaires	114
2.2.2. Galet andésitique.....	115
2.3. Formation des Tuffites de Luang Prabang.....	117
2.3.1. Roches volcano-sédimentaires	117
2.3.2. Galets de roches volcaniques.....	118
2.4. Unité des Roches Mafiques.....	120
2.4.1. Basaltes.....	120
2.4.2. Roches volcano-sédimentaires	120
3. Géochronologie U-Pb sur zircon.....	123
3.1. Résultats	123
3.1.1. Formation des Argiles Violettes	123
3.1.2. Formation des Argiles Rouges	128
3.1.2.1. Roches volcano-sédimentaires.....	128
3.1.2.2. Galet andésitique	131
3.1.3. Formation des Tuffites de Luang Prabang.....	133
3.1.3.1. Roches volcano-sédimentaires.....	133
3.1.3.2. Roches volcaniques	136
3.1.4. Unité des Roches Mafiques	140
3.1.5. Synthèse des résultats	142
3.2. Ages maximums de la sédimentation et durée du volcanisme	143
3.2.1. Mise en évidence et caractérisation du volcanisme syn-sédimentaire.....	143
3.2.1.1. Mise en évidence du volcanisme syn-sédimentaire dans le Bassin de Luang Prabang.....	143
3.2.1.2. Echelle de temps du remaniement	146
3.2.2. Durée du volcanisme dans le Bassin de Luang Prabang.....	150
3.3. Comparaison des distributions d'âges	152
3.3.1. Investigations préliminaires : comparaison des différentes méthodes employées.....	152
3.3.1.1. Comparaison des notions de distance.....	152
3.3.1.2. Comparaison des algorithmes de regroupement.....	154
3.3.2. Application : corrélations stratigraphiques	156
4. Analyses géochimiques	158
4.1. Caractérisation de l'altération	159
4.2. Caractéristiques géochimiques	160
4.2.1. Roches magmatiques.....	160
4.2.1.1. Généralités.....	160

4.2.1.2. Roches volcaniques de l'Unité des Roches Mafiques.....	164
4.2.1.3. Roches volcaniques des formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang.....	166
4.2.2. Roches sédimentaires	167
4.3. Diagrammes de discrimination géodynamique.....	169
4.3.1. Roches magmatiques.....	169
4.3.2. Roches sédimentaires	174

1. Contexte géologique

1.1. Cadre géodynamique régional

Le Bassin de Luang Prabang (Laos) se situe au cœur du puzzle tectonique permotriasique Est Téthysien (Figure 3.1A). Cette localisation en fait une zone clef pour apporter des contraintes sur l'évolution géodynamique de la région.

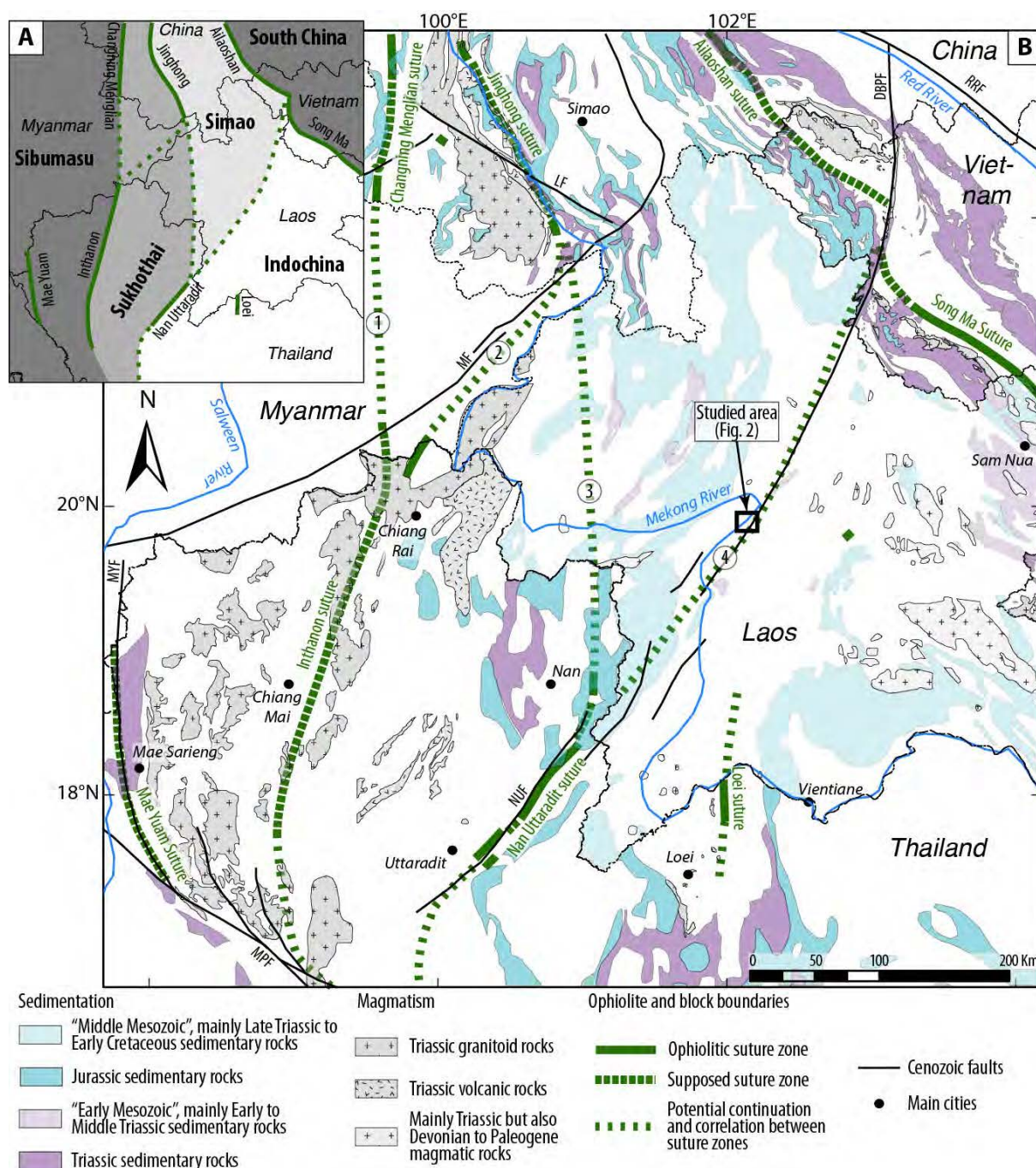


Figure 3.1. Localisation du Bassin de Luang Prabang dans le « puzzle » Est Téthysien.

A. Subdivision tectonique de l'Asie du Sud Est d'après Metcalfe (2011a). D'autres subdivisions ont été proposées (cf. Chapitre 1, comparer avec Ferrari et al., 2008 ; Barr et al., 2006 ; Ridd, 2014 ; Burrett et al., 2014 ou encore Zaw et al., 2014).

B. Carte tectonique régionale simplifiée et répartition des sédiments et roches magmatiques triasiques et jurassiques, compilée d'après diverses sources bibliographiques.

MYF : Mae Yuam Fault, MPF : Mae Ping Fault, MF : Menxing Fault, NUF : Nan Uttaradit Fault, LF : Lincang Fault, DBPF : Bien Bien Phu Fault, RRF : Red River Fault. Les chiffres localisés dans les cercles se réfèrent à différentes hypothèses sur la continuité spatiale des fragments de suture. Voir le texte pour les explications.

Le bassin de Luang Prabang est localisé à la frontière entre les blocs Indochine et Simao (Figure 3.1). Son contexte géodynamique régional au Permien et au Trias ne fait l'objet d'aucun consensus.

Le bloc de Simao, initialement décrit par Wu H. et al. (1995), est reconnu par certains comme un bloc à part entière (e.g. Wu H. et al., 1995 ; Metcalfe, 2002 ; Wakita et Metcalfe, 2005). Pour Kamvong et al. (2014) il constituerait une microplaque jusqu'à sa collision et son intégration à la plaque Indochine au Carbonifère supérieur. Pour d'autres (e.g. Ferrari et al., 2008 ; Wang Q. et al., 2014), le bloc de Simao fait partie intégrante du bloc Indochine alors que Sone et Metcalfe (2008) considèrent qu'il est une portion « partiellement détachée » du bloc Indochine. Enfin, Barr et al. (2006) supposent que le bloc Simao est une partie du bloc Sukhothai.

Ces blocs sont délimités par des fragments de sutures ophiolitiques, dont la véritable nature ophiolitique est parfois débattue (cf. Chapitre 1). Plusieurs sutures (ou supposées telles) sont décrites dans le voisinage du Bassin de Luang Prabang. La suture de Nan Uttaradit (e.g. Barr et Macdonald, 1987 ; Orberger et al., 1995) et la suture de Jinghong (e.g. Hennig et al., 2009, Figure 3.1B) constituent deux fragments ophiolitiques majeurs situés, respectivement, au Sud Ouest et au Nord Ouest du Bassin de Luang Prabang. Des radiolarites témoignant d'un environnement marin profond (Saesaengseerung et al., 2008) et datées de l'Anisien (247,2 – 242 Ma) sont décrites dans la suture de Nan Uttaradit. Un magmatisme adakitique est également décrit à ca. 200 km au Sud du Bassin de Luang Prabang (Kamvong et al., 2014). Ce magmatisme est attribué à l'initiation de la subduction du domaine océanique dont la trace correspond à la suture de Nan Uttaradit. En revanche, la fermeture du domaine océanique correspondant à la suture de Nan Uttaradit est supposée intervenir dès le Permien moyen (Hirsch et al., 2006) ou au Permien supérieur (Metcalfe, 2011a). La collision au niveau de la suture de Jinghong est généralement considérée d'âge Trias moyen (Wang Y. et al., 2010 ; Peng T. et al., 2013). La fermeture avant le Permien moyen de la suture de Loei (e.g. Intasopa et Dunn, 1994 ; Boonsoong et al., 2011), dont l'existence même est discutée (e.g. Chonglakmani, 2001), est antérieure au Permien moyen (e.g. Intasopa et Dunn, 1994). Enfin, un affleurement de serpentinites et périclites est signalé environ 50 km à l'Est du Bassin de Luang Prabang (Figure 3.1B, carte géologique du Laos au 1/1 500 000). En l'absence de description de cet affleurement, sa nature potentiellement ophiolitique est spéculative.

Plusieurs hypothèses concernant la continuité spatiale des fragments de sutures ophiolitiques ont été proposées afin de les corréliser entre elles (chiffres dans les cercles, Figure 3.1B). En particulier, la continuité des sutures d'Inthanon et de Nan Uttaradit vers le Nord est rendue malaisée par le manque de données au Myanmar et au Laos (Figure 3.1). La suture d'Inthanon est ainsi corrélée soit avec la suture de Changning Menglian (1, Figure 3.1B, e.g. Sone et Metcalfe, 2008, cf. Chapitre 1), soit avec la suture de Jinghong (2, Figure 3.1B, e.g. Ridd, 2014, cf. Chapitre 1). La suture de Nan Uttaradit est corrélée soit avec la suture de Jinghong (3, Figure 3.1B, e.g. Sone et Metcalfe, 2008, cf.

Chapitre 1), soit avec la suture de l'Ailaoshan (4, Figure 3.1B, e.g. Barr et al., 2006, cf. Chapitre 1).

La corrélation entre les sutures de l'Ailaoshan et de Nan Uttaradit ne peut pas avoir pour seule origine le décalage dextre de la faille de Dien Bien Phu (ca. 40 km, Roger et al., 2014). Néanmoins, le Bassin de Luang Prabang est localisé au niveau d'une suture potentielle, la suture de « Nan Uttaradit – Luang Prabang » (Hutchison, 1975 ; Figure 3.1B) dont l'existence supposée repose en partie sur la présence de roches volcaniques mafiques, reconnues de longue date (e.g. Fromaget, 1931 ; Saurin, 1962). Ces roches volcaniques ont été interprétées comme des ophiolites incertaines (Hutchison, 1975). Cependant, l'absence de toute investigation géochimique et/ou géochronologique sur ces roches n'a depuis jamais permis d'infirmer ou de confirmer cette hypothèse et la présence d'ophiolites dans cette région reste à démontrer.

D'une manière générale, plusieurs études portant sur l'évolution géodynamique du Nord de la Thaïlande et du Sud de la Chine ont pointé le manque de données récentes au Laos (e.g. Feng Q.-L. et al., 2005b ; Barr et al., 2006).

1.2. Contexte stratigraphique

Le Bassin de Luang Prabang a été initialement étudié par Counillon (1896) qui en a dressé la première carte, défini les principales formations et y a découvert les premiers fossiles, parmi lesquels des dicynodontes. L'histoire de cette exploration et du travail mené par J.-B.-H. Counillon est retracée en détail par Steyer (2009). Plusieurs études ont suivi cette exploration et ont permis de préciser le registre fossile²² (dont certains ont une valeur stratigraphique, comme les ammonites *Discophyllites* sp. et *Tibetites* sp., Fromaget, 1929) et la stratigraphie du Bassin de Luang Prabang (e.g. Mansuy, 1910 ; Fromaget, 1929, 1933a, 1933b, 1935). D'autres travaux ont ensuite montré l'existence et l'importance du volcanisme et des dépôts volcano-sédimentaires dans les environs immédiat du Bassin de Luang Prabang (Saurin, 1950, 1962).

Récemment, Blanchard (2011), Bercovici et al. (2012) et Blanchard et al. (2013)²³ ont repris l'étude du Bassin de Luang Prabang. Les résultats principaux sont brièvement rappelés ci-dessous.

Le Bassin de Luang Prabang consiste en un synclinal NE-SW asymétrique avec un chevauchement NE-SW délimitant la Formation des Argiles Violettes au Nord de la Formation des Argiles Rouges au Sud (Blanchard et al., 2013, Figure 3.2).

²² Une synthèse des différents travaux portant sur la biostratigraphie des fossiles continentaux du Bassin de Luang Prabang est disponible dans le Chapitre 5 et ne fait pas ici l'objet d'une revue exhaustive.

²³ Article disponible en Annexe 3.1.

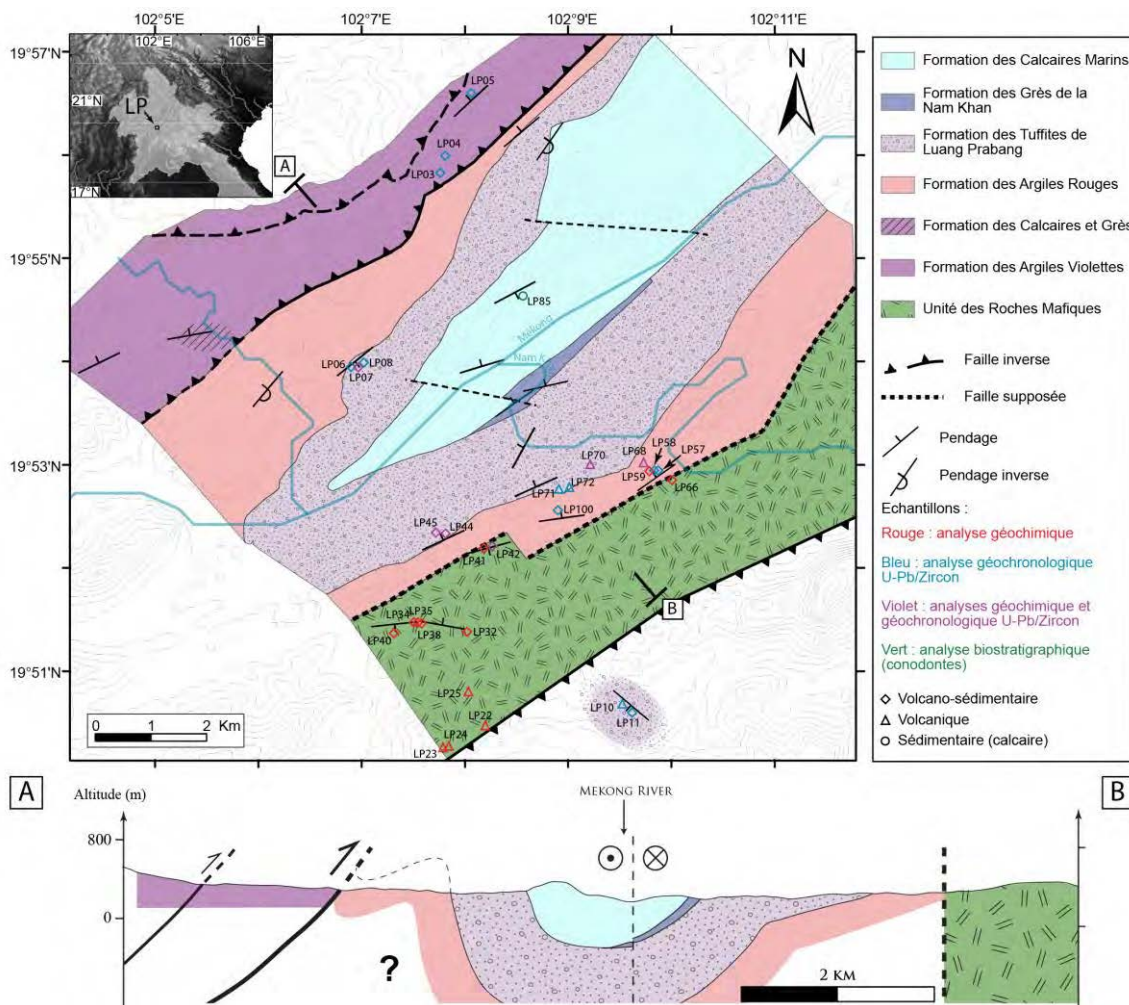


Figure 3.2. Carte géologique et coupe du Bassin de Luang Prabang.

Les types d'analyses effectuées et la nature de chacun des échantillons y sont reportés. A-B : localisation du trait de coupe. Modifiée d'après Blanchard et al., 2013 et Bush et al., 1996. L'équidistance entre les lignes d'isoaltitude (calculées à partir de la dalle SRTM 90 couvrant le Bassin de Luang Prabang) est de 50 mètres.

Le bassin comprend, au Nord d'un chevauchement de direction SW-NE, deux formations (Figures 3.2 et 3.3). La plus ancienne, la Formation des Grès et Calcaires (Figure 3.3), correspond à des environnements marins peu profonds et côtiers (Bercovici et al., 2012). Cette formation a livré un ammonoïde du Changhsingien (Permien supérieur ; Blanchard et al., 2013).

La Formation des Argiles Violettes correspond à des environnements de rivières en tresses évoluant vers une plaine alluviale (Figure 3.3, Bercovici et al., 2012). Des observations pétrographiques ont montré, parmi la variété des clastes, une fraction de volcanoclastes remaniés, issue probablement d'une source volcanique ancienne et/ou distale (Blanchard et al., 2013).

La Formation des Argiles Rouges (Figure 3.3) est constituée de dépôts volcano-sédimentaires mis en place dans des environnements allant de la plaine alluviale à des rivières en tresses. Des datations (U-Pb sur zircon détritique) ont fourni un âge maximum pour la sédimentation de $224,9 \pm 1,0$ Ma (Blanchard et al., 2013).

La Formation des Tuffites de Luang Prabang (Figure 3.3) est également constituée de dépôts volcano-sédimentaires mis en place dans un environnement fluvial. Ces dépôts, dont certains niveaux sont constitués de conglomérats à éléments anguleux,

contiennent pour l'essentiel des galets de roches volcaniques. Des analyses U-Pb/zircon détritiques ont donné des âges maximums de la sédimentation de $220,7 \pm 1,0$ Ma à la base de la formation, et $216,2 \pm 1,1$ Ma dans un niveau stratigraphiquement plus jeune (Blanchard et al., 2013). La mise en place de cette formation est antérieure à la fin du Norien (208,5 Ma) comme en témoignent les conodontes noriens (*Cypridodella* sp., Blanchard et al., 2013) contenus dans la Formation sus-jacente des Calcaires Marins. La succession des âges maximums de dépôts obtenus dans les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang est cohérente avec la position stratigraphique des échantillons analysés et indique qu'un volcanisme était actif au moment de la sédimentation.

Au sud de la structure synclinale principale, l'Unité des Roches Mafiques (Figure 3.2) comprend des roches volcaniques mafiques et des roches volcano-sédimentaires. Cette unité est probablement séparée de la Formation des Argiles Rouges par un contact tectonique, non observé sur le terrain. L'Unité des Roches Mafiques est elle-même délimitée au Sud par un chevauchement correspondant à la Nappe de Luang Prabang (Bush et al., 1996, Figure 3.1B). La zone située au SE de ce chevauchement correspond donc à une klippe, dans laquelle ont été rencontrés des conglomérats polygéniques contenant notamment des galets pluridécimétriques à métriques de roches volcaniques.

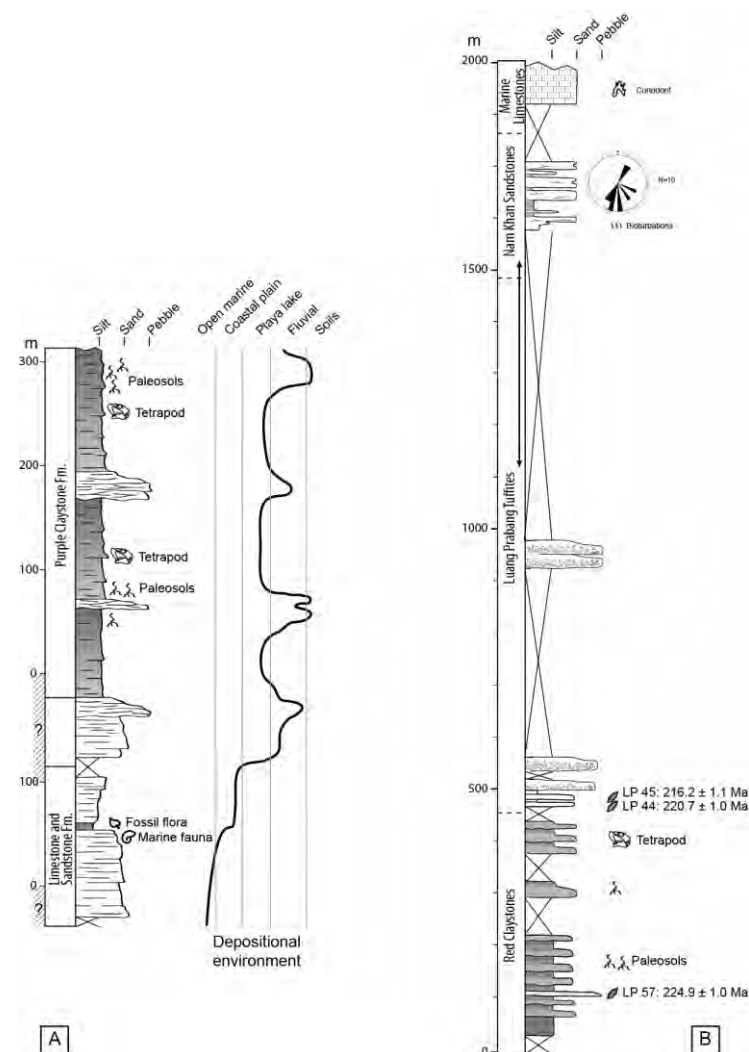


Figure 3.3. Synthèse de la stratigraphie et des environnements de dépôts du Permien supérieur au Trias supérieur dans le Bassin de Luang Prabang.

A. Stratigraphie et environnements de dépôt des Calcaires et Grès et des Argiles Violettes, modifié d'après Bercovici et al. (2012). Parmi les deux hypothèses d'évolution stratigraphique proposées par Bercovici et al. (2012), l'hypothèse A, présentée dans cette figure, est retenue sur la base des datations effectuées dans ce travail.

B. Stratigraphie des formations des Argiles Rouges, des Tuffites de Luang Prabang, des Grès de la Nam Khan et des Calcaires Marins d'après Blanchard et al. (2013). Les âges indiqués correspondent aux âges maximums de la sédimentation (données U-Pb sur zircons détritiques).

2. Etude minéralogique

Pour reconstituer le ou les contexte(s) géodynamique(s) associé(s) à la mise en place des roches volcaniques et volcano-sédimentaires du Bassin de Luang Prabang, des études pétrographiques, géochimiques (éléments majeurs et traces) et/ou géochronologiques (U-Pb sur zircon) ont été réalisées dans les différentes formations. L'analyse pétrographique est présentée dans les sections suivantes.

2.1. Formation des Argiles Violettes

Cette formation se caractérise par une pédogenèse locale parfois importante, deux faciès ont donc été distingués, l'un dépourvu et l'autre affecté par ce phénomène. Différents échantillons de grès et de paléosol calcique (calcisol ou calcrète) ont été prélevés. Certains échantillons d'arénite ont fait l'objet d'analyses géochronologiques (LP 04 : ce travail, LP 03 et 05 : voir également Chapitre 5).

2.1.1. *Faciès non affectés par des processus pédogéniques*

Les **arénites lithiques et les wackes feldspathiques** sont constitués d'éléments lithiques sub-arrondis de natures variées (Figure 3.4A, B, voir également Figure S.1 de l'Annexe 5.1), magmatiques et sédimentaires. Les fragments lithiques magmatiques montrent des textures variées (grenues, microgrenues, porphyriques, trachytiques et microlitiques) et sont parfois nettement altérés. Des fragments arrondis d'origine sédimentaire, composés de calcite micritique à sparitique et comprenant parfois des bioclastes, sont également présents. D'autres fragments lithiques sont arrondis et constitués de quartz cryptocristallin. On note parfois la présence de grains altérés de feldspath potassique et de plagioclase, ainsi que de l'épidote et des minéraux opaques. Dans la majorité des échantillons, les **volcanoclastes représentent plus de 25 % (en volume) des roches** (Figure 3.4A, B et D). La plupart de ces échantillons montre un remplacement plus ou moins avancé des fragments lithiques et des phases monominérales (notamment des feldspaths) par de la calcite.

La forme arrondie des fragments lithiques comme des éléments monocristallins suggère une source relativement lointaine pour ces éléments. La diversité lithologique des fragments lithiques (fragments sédimentaires, volcanoclastes arrondis à texture microlitiques, trachytique ou porphyrique, fragments lithiques grenus) suggère que les éléments d'origine volcanique proviennent soit d'une ou plusieurs source(s) lointaine(s), soit du démantèlement d'édifices volcaniques et/ou de formations volcano-sédimentaires antérieures.

2.1.2. Faciès pédogéniques

Certains échantillons contiennent des peloïdes de calcite micritique sombre, de taille variable (quelques centaines de μm à 1 cm), parfois traversés par des microveines microsparitiques ou parfois tapissés irrégulièrement par de la calcite palissadique (Figure 3.4C). Des éléments de calcite sparitique, dont la frontière avec la matrice est plus ou moins diffuse, sont également présents. Des pseudomorphoses de minéraux ou de fragments lithiques (à texture porphyrique notamment) sont reconnaissables. Il s'agit d'éléments caractéristiques de **calcrètes** (e.g. Tandon et Narayan, 1981 ; Wright, 1983).

La présence de niveaux plus ou moins affectés par les processus de pédogénèse (Figure 3.4) ainsi que de nombreuses traces de racines (Bercovici et al., 2012) suggère que la formation de ces paléosols est contemporaine de la sédimentation. Cela indique donc de fréquents arrêts de la sédimentation.

La nature des paléosols (calcisol ou calcrète) témoigne d'un **climat semi-aride** (Tandon et Narayan, 1981) lors de la pédogénèse. Si celle-ci est sub-contemporaine de la mise en place de la Formation des Argiles Violettes, comme le suggèrent les traces de racines et les nodules carbonatés qui y ont été décrits (Bercovici et al., 2012), cela implique l'existence dans cette région d'un climat semi-aride.

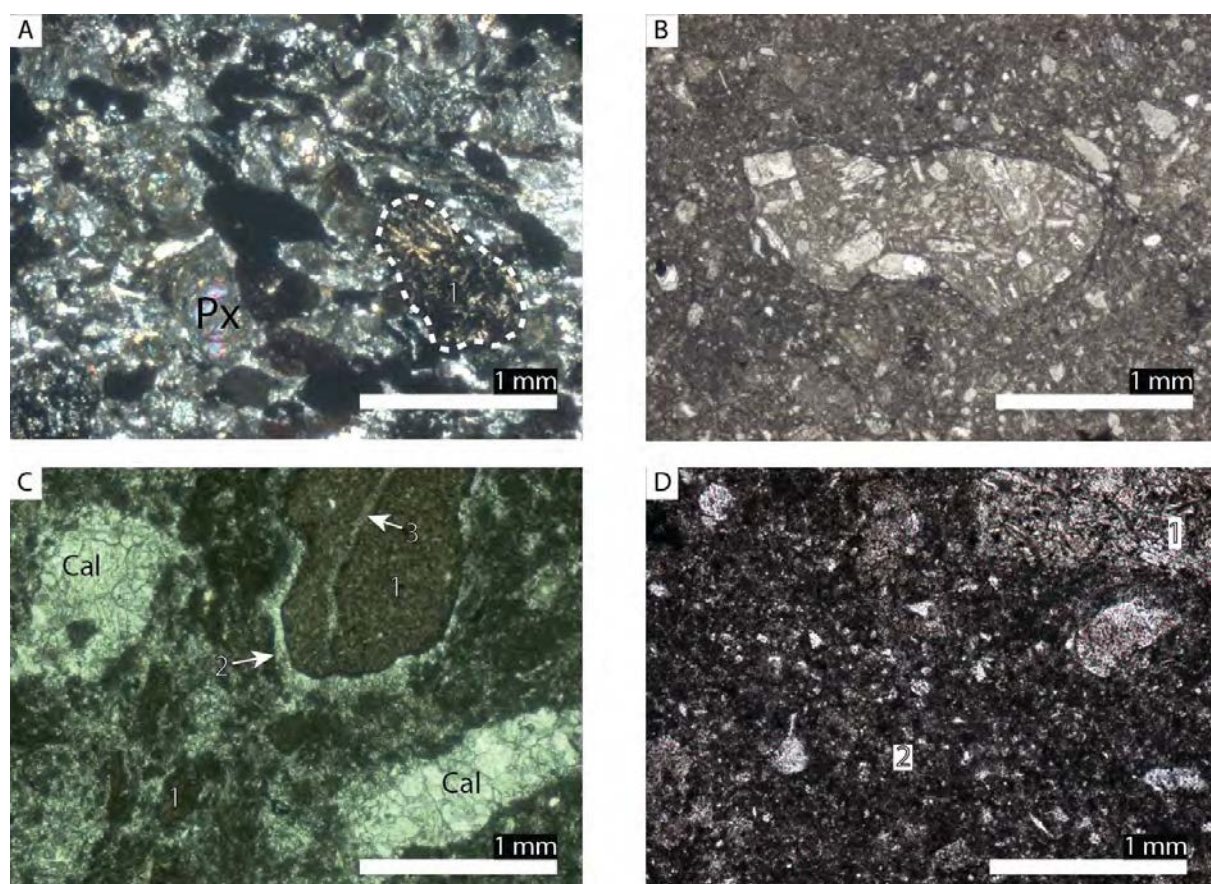


Figure 3.4. Photographies de lames minces des échantillons étudiés de la Formation des Argiles Violettes.

- A. Arénite lithique, lumière polarisée analysée (échantillon COU 6, LPA), repris de Blanchard et al., 2013. 1 : volcanoclaste à texture microlithique, altéré, arrondi (forme soulignée par la ligne en pointillé), Px : pyroxène.
- B. Wacke feldspathique, lumière polarisée non analysée (échantillon COU 17, LPNA). Le volcanoclaste sub-arrondi a une texture microlithique qui diffère clairement de celle du volcanoclaste de

l'échantillon présenté en A. D'autres exemples de textures différentes dans cette même formation sont montrés dans la Figure S.1 de l'Annexe 5.1.

- C. Faciès pédogénique (calcrète) typique de cette formation (échantillon COU 16, LPNA). Cal : calcite, 1 : peloïdes de calcite micritique sombre, 2 : tapissage irrégulier par de la calcite palissadique, 3 : micro-veine microsparitique.
- D. Faciès « partiellement » pédogénique d'une wacke feldspathique (échantillon L2III3, LPNA). La matrice est constituée essentiellement de calcite micritique (2) dans laquelle sont présents des éléments d'origine volcanique plus ou moins gros dont la texture (microlitique, 1) est parfois préservée.

2.2. Formation des Argiles Rouges

2.2.1. Roches volcano-sédimentaires

Trois échantillons (LP 57 : Blanchard et al., 2013 ; LP 58 et 59 : nouveaux échantillons) provenant d'un niveau grisâtre situé à environ 100 mètres du contact avec l'Unité des Roches Mafiques ont été prélevés respectivement à la base, au milieu et dans la partie sommitale. Les échantillons LP 57 et LP 58 (Figure 3.5A à C) sont des **arénites lithiques** constituées de fragments lithiques anguleux à arrondis, eux-mêmes principalement constitués par des agrégats de quartz cryptocristallin à microcristallin. Certains grains de quartz montrent des golfes de corrosion. D'autres fragments lithiques sont constitués par des clastes silteux et des clastes arrondis de calcite « nuageuse ». Cette roche contient également des grains de quartz monocristallins subanguleux, parfois à extinction ondulante, des feldspaths calcitisés, des micas blancs et des fantômes de micas noirs (remplacés par des minéraux opaques), ainsi que des grains de zircon, apatite relativement anguleuse²⁴, épidote et tourmaline. Enfin, des grains de calcite « nuageuse », parfois en plages microsparitiques, parfois en éléments isolés sparitiques sont dispersés dans la matrice. Les éléments lithiques ou les plages microsparitiques sont parfois enrobés de calcite micritique.

L'échantillon (LP 59, Figure 3.5E et F) est une **wacke lithique** et est constitué essentiellement par des grains arrondis à anguleux de quartz, montrant parfois des golfes de corrosion (ou lacune de cristallisation ?), ainsi que quelques fragments lithiques arrondis constitués de quartz polycristallin, cryptocristallin ou silteux.

Enfin, une arénite lithique (LP 100) a été échantillonnée dans la Formation des Argiles Rouges. Cette arénite est constituée essentiellement de fragments lithiques anguleux à arrondis, de taille variable (millimétrique à centimétrique). Ces fragments lithiques ont des textures microlitiques, trachytiques et microgrenues. Des fragments lithiques d'origine sédimentaire, arrondis, sont également présents. Les éléments monocristallins sont essentiellement constitués par du feldspath (dont des plagioclases) altérés. Des plages montrant une extinction ondulante sont interprétées comme une zone silicifiée (cf. Figure S1, Annexe 5.1).

Ces échantillons sont caractérisés par un mélange entre des minéraux pour lesquels il est possible d'envisager une origine volcanique (e.g., les quartz présentant des golfes de corrosion), qui peuvent représenter plus de 25 % du volume de la roche (il s'agit alors de **tuffites**), et des minéraux et fragments lithiques provenant du démantèlement d'un socle (e.g., micas blancs, quartz à extinction ondulante, tourmaline

²⁴ Observées à la fois en lame mince et sous loupe binoculaire lors du processus de séparation des minéraux préalable aux datations U-Pb sur zircon de ces échantillons.

etc.). Le mélange d'éléments d'origine volcanique avec d'autres éléments d'origine plutonique, métamorphique et/ou sédimentaire montre la diversité des sources. La présence d'apatites anguleuses, minéraux parmi les moins résistants à l'abrasion mécanique (Morton et Hallsworth, 1999), montre que l'une des sources au moins (celle des apatites, qui peuvent provenir des roches volcaniques et/ou du démantèlement du socle) est proximale.

Les caractéristiques pétrographiques de ces trois échantillons soulignent leur caractère volcano-sédimentaire. Le mélange d'éléments d'origines diverses peut être lié soit à la dynamique éruptive elle-même (échantillonnage du socle lors de l'éruption, e.g. Paquette et Le Pennec, 2012), soit à un remaniement des produits émis lors des éruptions du ou des édifices volcaniques, voire du remaniement des édifices volcaniques eux-mêmes (e.g. Manville et al., 2009). La présence de quelques fragments lithiques arrondis suggère que le mélange d'éléments volcaniques et sédimentaires (épicles) est lié à des processus sédimentaires plutôt qu'à des processus volcaniques.

Les zones riches en calcite « nuageuse » et les agrégats de calcite micritique sont des fragments de paléosols remaniés au sein de ce banc. Certaines zones calcitisées ne présentent pas de signe de remaniement, suggérant l'existence de processus pédogéniques postérieurs à la mise en place du niveau diagénétique.

2.2.2. Galet andésitique

Un galet d'andésite à texture porphyrique (Figure 3.5D, G et H) a été échantillonné dans un niveau conglomératique de la Formation des Argiles Rouges. Cette andésite est composée de phénocristaux de plagioclase et de sanidine légèrement altérés et d'amas riches en minéraux opaques, interprétés comme représentant des pseudomorphoses de minéraux ferromagnésiens et hydroxylés, dont l'habitus suggère une amphibole de type hornblende. De la biotite et des minéraux opaques automorphes sont également présents et possiblement de la magnétite. La mésostase contient de nombreux microlites de plagioclase, sanidine et microphénocristaux d'apatites (parfois présentes en inclusion) soulignant une texture fluidale. L'analyse pétrographique montre une altération (météorique et/ou hydrothermale) modérée (cf. Annexe 3.4).

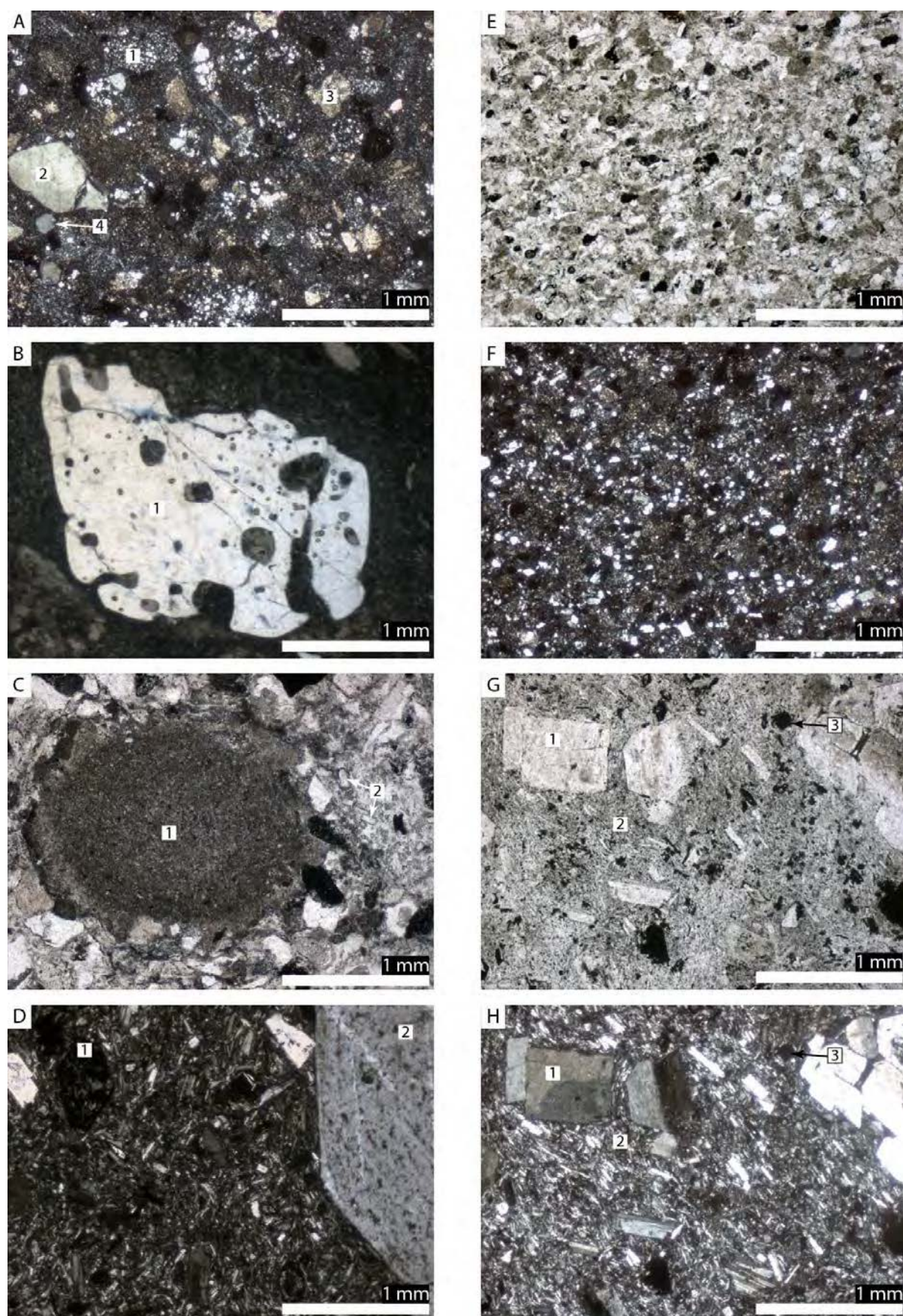


Figure 3.5. Photographies de lames minces des échantillons étudiés de la Formation des Argiles Rouges. Toutes les photographies sont prises en LPA, hormis les images E et G. A, B, C : arénite lithique (échantillon LP 57) (photo A reprise de Blanchard et al., 2013).

A. 1 : Elément lithique de quartz microcristallin, 2 : grain de quartz monocristallin, 3 : calcite micritique, 4 : golfe de corrosion.
 B. 1 : Quartz rhyolithique, présentant des golfes de corrosion résultant de la décompression subie par le magma, mélange liquide plus cristaux, lors de son ascension.
 C. 1 : Agrégat de calcite micritique, 2 : apatite.
 E, F : Wacke lithique (échantillon LP 59), constitué par une matrice fine, comprenant de nombreux grains de quartz arrondis à sub-arrondis.
 D, G, H : Andésite (échantillon LP 68). D. 1 : fantôme de hornblende (?), remplacé par des minéraux opaques, 2 : phénocristal de plagioclase. G, H. 1 : phénocristal de feldspath (sanidine ?) séricitisé, 2 : mésostase comprenant des baguettes de plagioclases soulignant une texture fluidale, 3 : minéral opaque automorphe (magnétite ?).

2.3. Formation des Tuffites de Luang Prabang

Huit échantillons ont été prélevés dans cette formation. Deux échantillons provenant de la Nappe de Luang Prabang (LP 10 et LP 11) sont provisoirement rattachés à cette formation (Figure 3.2, cf. section 3), des investigations complémentaires devant confirmer ou infirmer cette proposition. L'échantillonnage a porté sur des roches volcano-sédimentaires (LP 06, 08, 11 : ce travail, LP 07, 44 et 45 : Blanchard et al., 2013) et sur des galets de roche volcanique présents dans des niveaux conglomératiques (LP 10, 70, 71, 72).

2.3.1. Roches volcano-sédimentaires

Les échantillons volcano-sédimentaires d'**arénites lithiques ou feldspathiques** (Figure 3.6) sont constitués essentiellement de fragments lithiques à texture microlithique (volcanoclastes) présentant des variations texturales relativement restreintes (porphyrique à trachytique). Les degrés d'altération et d'abrasion mécanique des volcanoclastes sont en revanche plus variables ; certains ont une forme anguleuse et ne présentent quasiment aucune altération, d'autres sont au contraire arrondis et seule la texture reste déterminable du fait de l'altération. Des fragments lithiques à texture microgrenue et des clastes silteux, en général bien arrondis, sont présents en moindre quantité. Les éléments monocristallins (minéraux isolés) les plus fréquents dans les échantillons étudiés sont des plagioclases, souvent subanguleux, présentant des degrés d'altération variable. Certains ne sont presque pas altérés (séricitisation) tandis que d'autres sont presque entièrement calcitisés (i.e. partiellement ou entièrement remplacés par de la calcite). Certains échantillons contiennent également des grains de quartz monocristallins.

Les roches volcano-sédimentaires analysées contiennent plus de 25 % (en volume) et parfois plus de 75 % (en volume) d'éléments d'origine volcanique (volcanoclastes à texture microlithique et plagioclases monocristallins) remaniés. Ces roches sont donc des **tuffites** (> 25 % vol) ou des **tuffs** (>75 % vol) constituées de volcanoclastes remaniés (e.g. Schmid, 1981 ; Le Maitre et al., 2002 ; cf. Chapitre 2). De la même manière que pour la Formation des Argiles Rouges, ces échantillons montrent un mélange avec des éléments d'origine sédimentaire. Cependant, la quantité d'éléments d'origine volcanique est plus importante que dans la Formation des Argiles Rouges, les éléments de socle plutonique et/ou métamorphique ne sont pas observés. Les éléments d'origine volcanique présentent des textures relativement homogènes mais des degrés d'altération et de remaniement variés. Les volcanoclastes les moins altérés et ayant des formes anguleuses ont probablement subi un transport minimum et leur formation est

donc probablement sub-contemporaine de l'âge de la sédimentation. La calcitisation des plagioclases témoigne de processus pédogéniques.

2.3.2. Galets de roches volcaniques

Les galets de roches volcaniques prélevés dans les niveaux conglomératiques de la Formation des Tuffites de Luang Prabang ont une texture porphyrique ; microlitique à trachytique (Figure 3.6). Les phénocristaux de plagioclase, parfois fortement séricitisés, sont abondants. Deux types de pseudomorphoses sont visibles dans certains échantillons. Certaines pseudomorphoses sont constituées par des amas de minéraux ferromagnésiens et hydroxylés à habitus prismatique (fantômes d'oxyhornblende et/ou de biotite) déstabilisés suite à l'ascension du magma et à l'exolution des éléments chimiques volatils. Ce type de réaction est commun dans les roches volcaniques. L'autre type de pseudomorphose est constituée par de la chlorite et de l'épidote, pouvant correspondre à la déstabilisation d'amphibole, voire de pyroxène. Lorsqu'ils sont présents, les phénocristaux de quartz sont rarement automorphes et apparaissent arrondis et/ou corrodés. Il s'agit, là encore, de réactions magmatiques entre les cristaux transportés dans un liquide et liés à une chute de la pression précédant l'éruption. La mésostase est essentiellement constituée de microlites de plagioclase et de microcristaux de minéraux opaques. L'apatite, souvent aciculaire, constitue, avec les minéraux opaques, l'essentiel des minéraux accessoires. Les textures et compositions modales indiquent ces galets sont soit des **andésites**, pour les galets les plus pauvres en quartz, soit des **dacites**, pour les galets les plus riches en quartz. L'altération de ces échantillons est variable et peut être prononcée (par exemple, échantillon LP 70). D'origine hydrothermale ou météorique, elle affecte les feldspaths qui montrent différents degrés de séricitisation. La chlorite se développe aussi secondairement aux dépens des minéraux ferromagnésiens et dans la mésostase.

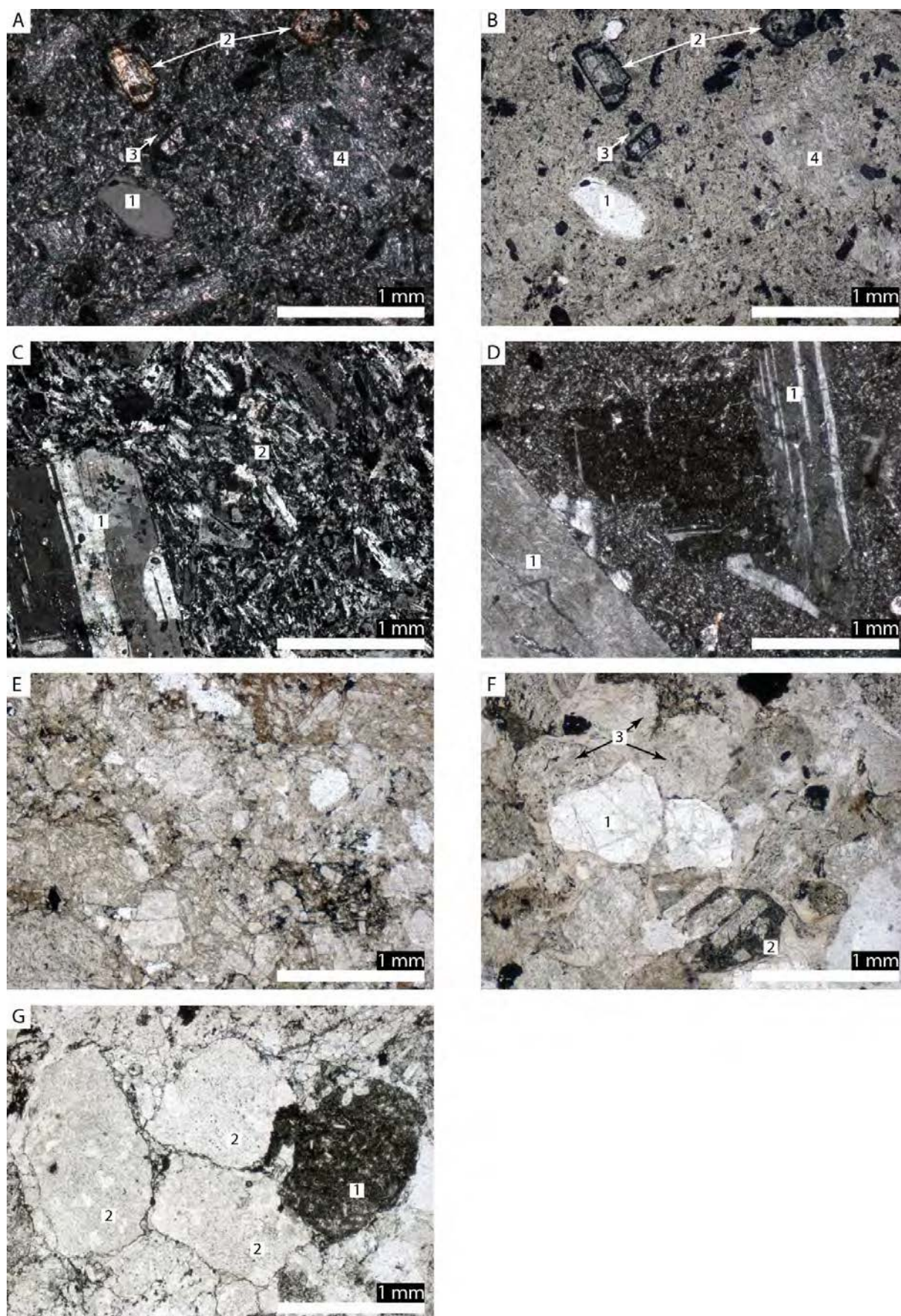


Figure 3.6. Photographies de lames minces d'échantillons représentatifs de la Formation des Tuffites de Luang Prabang.

A, B. Texture microlitique et porphyrique d'un galet de dacite (échantillon LP 70) prélevé dans un niveau conglomératique (LPA : A ; LPNA : B). 1 : phénocristal corrodé de quartz, 2 : pseudomorphose de minéraux ferromagnésiens (amphibole ? pyroxène ?), 3 : chlorite ; 4 : phénocristal automorphe de plagioclase entièrement séricitisé.

C. Texture trachytique et porphyrique d'un galet andésitique (échantillon LP 71) prélevé dans le même niveau conglomératique, LPA. 1 : phénocristal de plagioclase, 2 : mésostase comprenant des microlites de plagioclase.

D. Galet andésitique prélevé dans la Nappe de Luang Prabang (LP 10), provisoirement attribué à la Formation des Tuffites de Luang Prabang, LPA. 1 : phénocristaux de plagioclase.

E. Arkose lithique (échantillon LP 06, LPNA) constitué quasiment exclusivement de fragments lithiques anguleux, essentiellement à texture microlitique et présentant des degrés d'altération variables.

F. Grès grossier (échantillon LP 08, LPNA). 1 : grain de quartz monocristallin subanguleux, 2 : fragment lithique à texture microlitique porphyrique, altéré et sub-arrondi, 3 : fragments lithiques à texture microlitique trachytique, subanguleux et relativement peu altérés.

G. Grès grossier échantillonné dans la Nappe de Luang Prabang (échantillon LP 11, LPNA) et provisoirement attribué à la Formation des Tuffites de Luang Prabang. 1 : fragment lithique à texture microlitique, altéré et sub-arrondi, 2 : fragments lithiques à texture microlitique, subanguleux.

2.4. Unité des Roches Mafiques

L'Unité des Roches Mafique est probablement séparée de la Formation des Agiles Rouges par un contact tectonique (Figure 3.2), non observé sur le terrain. Cette Unité comprend à la fois des roches volcano-sédimentaires, des coulées à *pillow-lava* (Figure 3.7A) et des brèches hyaloclastiques intercalées entre les coussins et/ou entre les coulées, indiquant une mise en place sous-aquatique.

2.4.1. Basaltes

Les basaltes sont constitués par des phénocristaux de clinopyroxène (de type augite présentant parfois une macle en sablier caractéristique ; Figure 3.7B) et de plagioclase. La mésostase contient, outre une phase amorphe plus moins altérée, des microlites de plagioclase et des microcristaux de minéraux opaques. L'épidote et la chlorite constituent l'essentiel des phases secondaires. Un échantillon (LP 25) présente, en plus d'une chloritisation plus importante que pour les autres échantillons (Figure 3.7D), des veines de quartz et épidote (pistachite). Des micro-veines de quartz et calcite sont également présentes dans la plupart des échantillons.

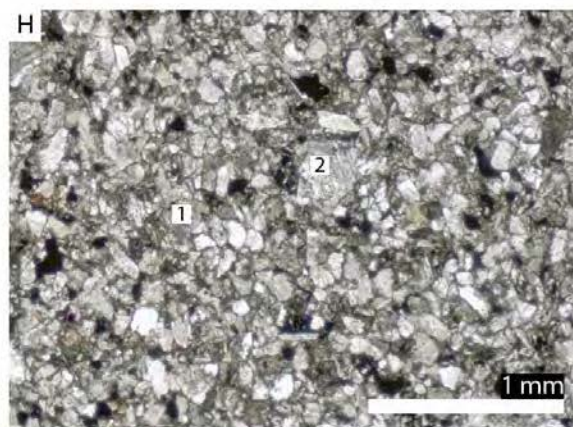
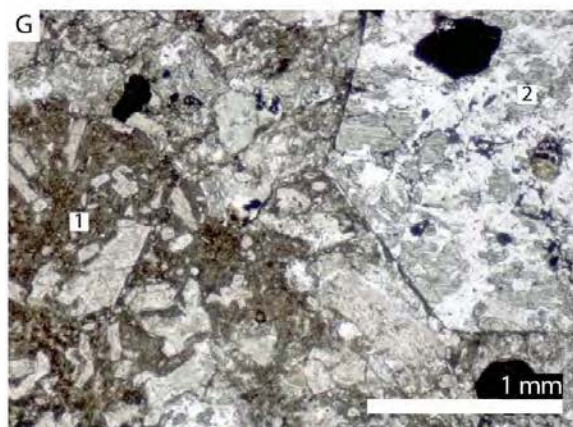
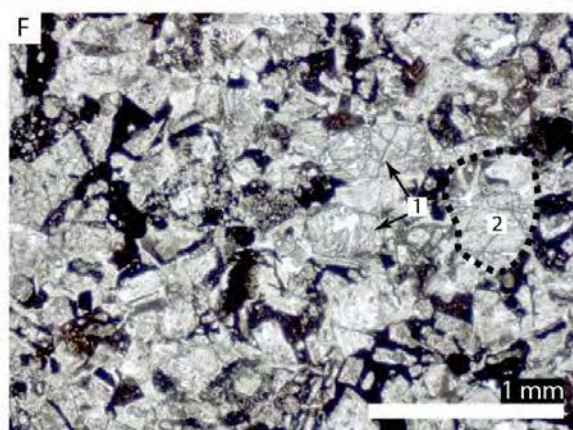
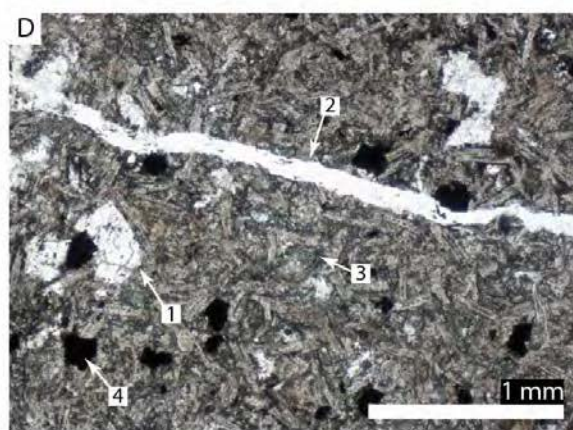
2.4.2. Roches volcano-sédimentaires

L'analyse pétrographique (**arénites lithiques**, Figure 3.7E à H) souligne une certaine hétérogénéité granulométrique de ces sédiments, allant des grès grossiers aux grès fins. Les proportions des différents éléments sont également variables d'un échantillon à l'autre. Parmi les éléments d'origine volcanique se trouvent des fragments lithiques basaltiques, à texture microlitique, en général arrondis et altérés ainsi que des fragments à texture trachytique ou porphyrique. D'autres fragments lithiques sont constitués de phénocristaux de clinopyroxène altérés, légèrement verdâtres (augite aegyrinique ?) ; ils pourraient avoir la même origine que les nombreux grains monocristallins de pyroxène. Enfin, quelques fragments lithiques silteux sont parfois présents dans ces échantillons. Les autres éléments monocristallins sont principalement des feldspaths, en général arrondis et altérés, quelques grains de quartz, parfois à extinction ondulante, et de l'épidote. La matrice, généralement peu abondante, contient de la chlorite, des minéraux opaques et parfois des carbonates.

Les éléments d'origine volcanique sont en général altérés, arrondis et présentent une diversité texturale qui suggère un remaniement relativement important des volcanoclastes avant leur sédimentation définitive. La nature pétrographique des volcanoclastes, présentant des textures microlithiques et/ou des clinopyroxènes, suggère qu'ils proviennent du démantèlement et du remaniement de roches volcaniques identiques à celles présentes dans cette Unité des Roches Mafiques.

Figure 3.7 (page suivante). Photographies d'affleurement et lames minces d'échantillons prélevés dans l'Unité des Roches Mafiques.

- A. *Pillow-lavas* et intercalations de brèches de hyaloclastites du site d'échantillonnage de LP 22. Taille du marteau : 30 cm.
- B. Basalte (échantillon LP 22, LPNA). 1 : clinopyroxènes (altérés), dont l'un présente une macle en sablier caractéristique, 2 : quartz et chlorite secondaires disséminés dans une mésostase microlithique.
- C. Basalte (échantillon LP 24, LPA). 1 : phénocristaux de plagioclase et 2 : pyroxènes dans une mésostase comprenant des microlithes de plagioclase.
- D. Basalte (échantillon LP 25, LPNA). 1 : feldspaths, 2 : veine de quartz, 3 : mésostase largement chloritisée et comprenant de nombreux microlithes de plagioclase altérée, 4 : minéral opaque sub-automorphe, possiblement de la magnétite.
- E. Grès volcano-sédimentaire (échantillon LP 42, LPNA). 1 : fragment lithique à texture microlithique arrondi et altéré, 2 : fragment lithique silteux.
- F. Grès volcano-sédimentaire (échantillon LP 66, LPNA). 1 : Eléments monocristallins de clinopyroxène pris dans une matrice riche en minéraux opaques, 2 : des clinopyroxènes identiques sont retrouvés, sous forme de phénocristaux, dans des fragments lithiques à texture porphyrique (souligné par la ligne en pointillés).
- G. Grès grossier à très grossier (échantillon LP 34, LPNA) constitué par 1 : fragment lithique à texture microlithique à porphyrique, et par 2 : des clinopyroxènes (monocristallins) altérés mais anguleux et ayant une granulométrie importante.
- H. Grès volcano-sédimentaire (échantillon LP 40, LPNA) de granulométrie beaucoup moins importante que le précédent mais de composition minéralogique similaire. 1 : éléments subanguleux à sub-arrondis, relativement bien triés, dont plagioclases, pyroxènes, quartz. 2 : calcite sparitique.



3. Géochronologie U-Pb sur zircon

3.1. Résultats

Les résultats analytiques sont disponibles dans l'Annexe 3.2 (échantillons LP 04, 58, 06, 08, 11 et 42) et l'Annexe 5.1.4 (échantillons LP 03, 05 et 100).

3.1.1. Formation des Argiles Violettes

Trois échantillons de roches volcano-sédimentaires ont été analysés (LP 03, 04 et 05). Les résultats concernant l'âge maximum de la sédimentation des échantillons LP 03 et 05 sont présentés et discutés dans le Chapitre 5²⁵.

- Echantillon LP 03

Cent cinq analyses ont été réalisées sur 102 zircons, parmi lesquelles 31 sont concordantes ($\geq 90\%$). En supposant un échantillonnage aléatoire, il y a 95 % de chance d'avoir échantillonné au moins trois fois une population de zircons dont la proportion relative est supérieure ou égale à 19 %, et il y a 50 % de chance d'avoir échantillonné au moins une fois une population représentant 2 % des zircons dans cet échantillon (Tableau 3.2).

La plupart des zircons de cet échantillon sont subanguleux, certains sont sub-arrondis (Figure 3.8A), sans qu'il n'y ait de relation évidente entre la forme des zircons et leur âge. La plupart des zircons montrent une zonation oscillatoire bien marquée (Figure 3.8A) en cathodoluminescence (CL), suggérant une origine magmatique (e.g. Shore et Flower, 1996 ; Corfu et al., 2003). Cela est corroboré par les rapports Th/U, compris entre 0,24 et 2,09 (Annexe 3.2), typiques des zircons d'origine magmatique (Rubatto, 2002, voir également Teipel et al., 2005 ; Kelly et Harley, 2005).

Trois populations principales sont mises en évidence (Figure 3.8B et C). La plus jeune comprend 7 grains donnant un âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $251,4 \pm 2,4$ Ma (MSWD = 0,21), interprété comme l'âge maximum du dépôt. Une autre population, définie par 4 grains, a un âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $275,8 \pm 3,4$ Ma (MSWD = 0,01). La population dont la proportion relative est la plus importante (14 grains) donne un âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $301,4 \pm 3,0$ Ma (MSWD = 1,7). Enfin, d'autres zircons concordants, dont le plus vieux présente une date de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1737,9 \pm 20,3$ Ma (incertitude à 1σ), sont présents.

²⁵ La datation de ces échantillons permet de donner des contraintes directes sur l'âge de certains éléments de la faune de Luang Prabang et fait l'objet d'un section spécifique dans le Chapitre .

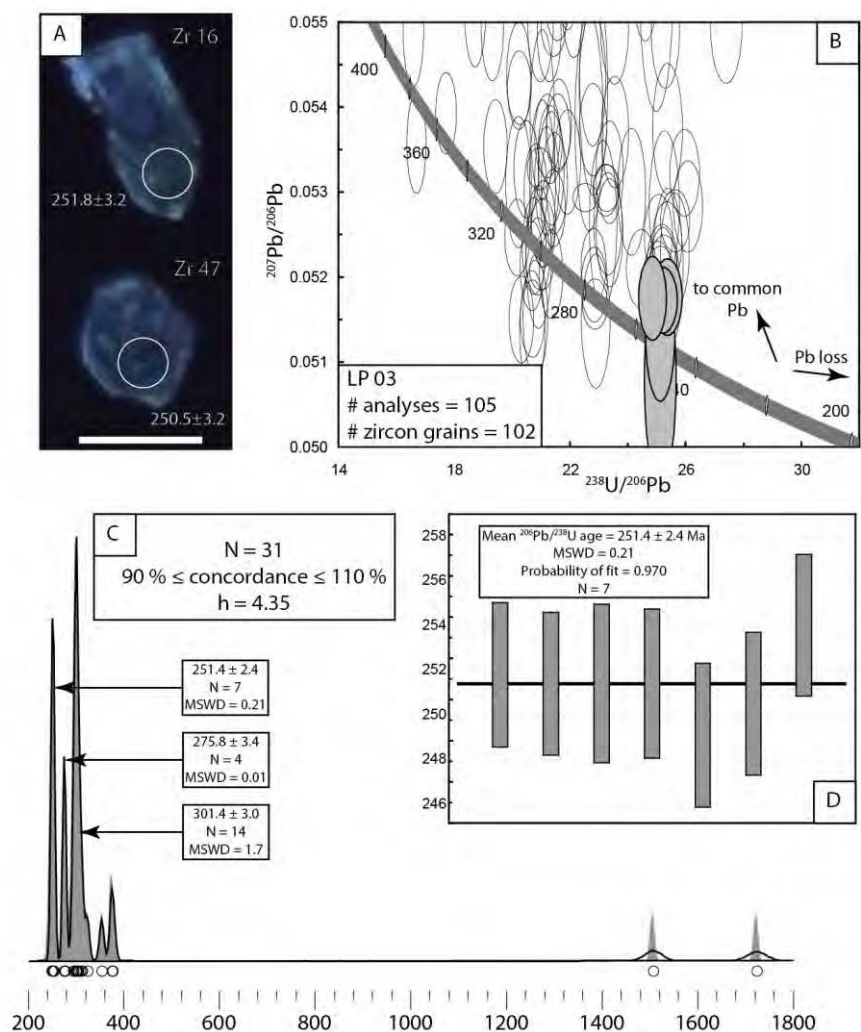


Figure 3.8. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 03.

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons appartenant à la population la plus jeune. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 40 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt.

C. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

• Echantillon LP 04

Cet échantillon a livré un nombre limité de zircons, parmi lesquels 36 ont pu être analysés pour un total de 41 analyses, dont seulement 7 sont concordantes. Les limites de détections sont donc élevées ; il y a 95 % de chance d'avoir échantillonné au moins trois fois une population de zircons dont la proportion relative est supérieure ou égale à 66 %, et il y a 50 % de chance d'avoir échantillonné au moins une fois une population représentant 9 % des zircons dans cet échantillon (Tableau 3.2).

Les zircons présentent des caractéristiques de forme et de structure (révélée en CL, Figure 3.9A) en tous points similaires à celles observées dans les zircons de l'échantillon LP 03. Les rapports Th/U sont compris entre 0,31 et 1,48, suggérant une origine magmatique, hormis un grain (Zr 35, Annexe 3.2) pour lequel ce rapport est de 0,09, pourrait traduire une origine métamorphique. Ce grain montre en outre une luminescence plus faible que les autres zircons, ne présente pas les oscillations

rencontrées dans les autres grains et sa concentration en Pb est relativement importante (177 ppm).

Un seul cluster comprenant 3 grains ou plus (critère des 3 grains, cf. Chapitre 2) permet de définir un **âge maximum de dépôt (âge moyen pondéré) $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $299,9 \pm 3,8$ Ma (MSWD = 0,11, N = 4)**. Les 3 autres grains concordants de cet échantillon ont des dates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $277,2 \pm 3,5$, $275,9 \pm 3,5$ et $251,2 \pm 3,2$ Ma (Figure 3.9). Bien que ces dates ne soient pas définies par des clusters comprenant au moins trois grains, il est possible qu'elles correspondent à des âges ayant un sens géologique plutôt qu'à des artéfacts analytiques. En effet, ces dates sont identiques, dans l'incertitude, aux deux populations les plus jeunes présentes dans l'échantillon LP 03, prélevé dans la même formation. D'autre part, les proportions relatives de ces trois populations, calculées avec BayesMix (qui confirme par ailleurs la probabilité maximale de l'existence de trois composantes dans cet échantillon), sont de 20,1 %, 29,9 % et 50,0 % de la plus jeune à la plus vieille, respectivement. Le calcul des limites de détection montre qu'il y a 50 % de chance d'avoir échantillonné au moins trois fois une population représentant 37 % des zircons ($\text{LD}_{3(pL=0,5)} = 37\%$). Compte tenu du critère adopté des trois grains et de ces limites de détection, il est clair que la proportion relative des deux populations les plus jeunes ne suffit pas à calculer un âge maximum de dépôt.

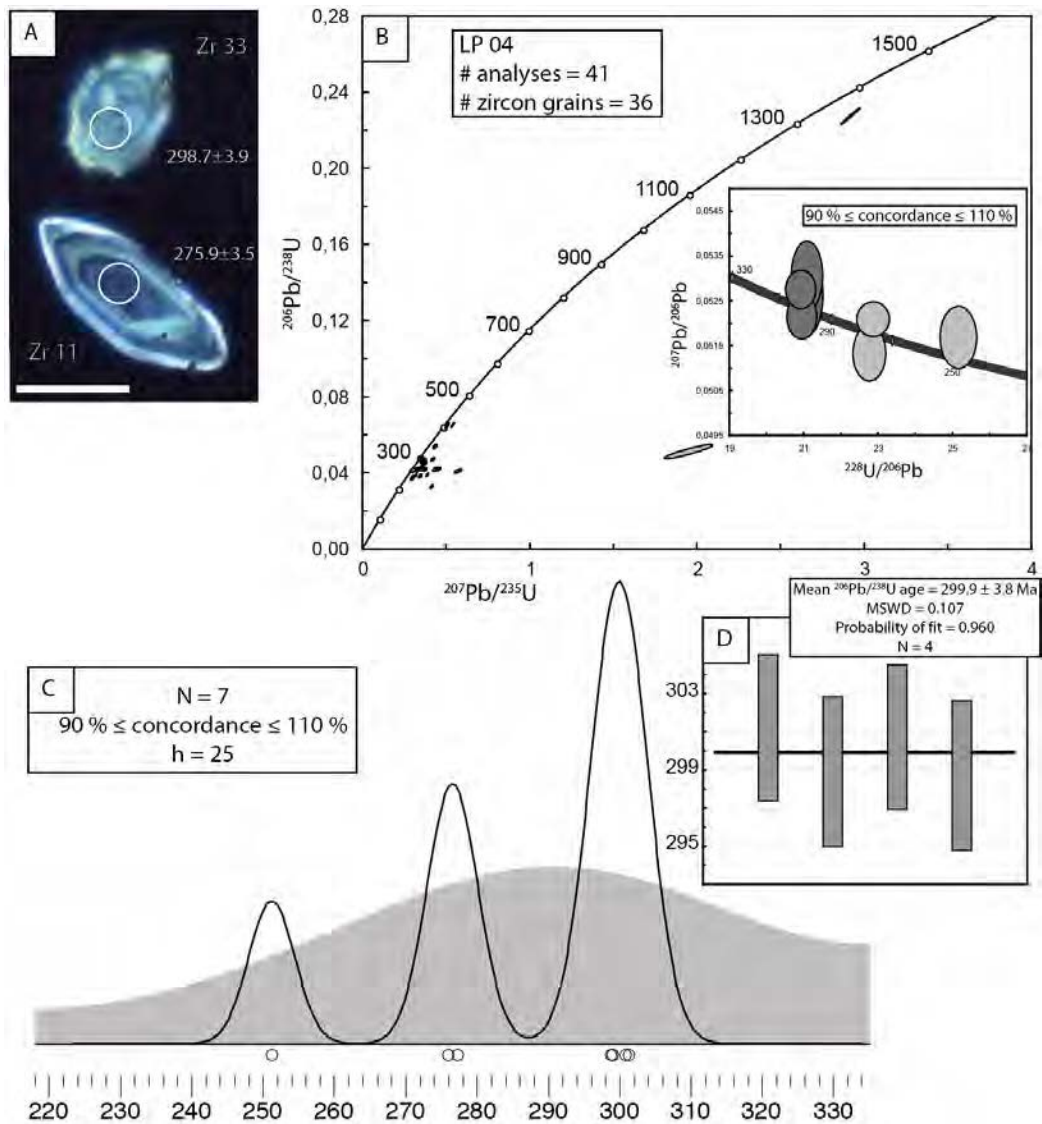


Figure 3.9. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 04.

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons appartenant à deux populations différentes. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 35 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Wetherill. Les ellipses sont dessinées à 1σ . Encart : digramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses gris foncé correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt.

C. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

- Echantillon LP 05

Cet échantillon a livré de nombreux zircons, parmi lesquels 95 ont fait l'objet de 96 analyses. Ces zircons sont anguleux à sub-arrondis et montrent, en CL, des zonations oscillatoires bien marquées dans la majeure partie des cas (Figure 3.10A). Certains grains montrent en revanche une intensité plus faible en CL, voire même, plus rarement, une absence de zonation oscillatoire. Les rapports Th/U compris entre 0,28 et 1,04 sont typiques des zircons d'origine magmatique. Les limites de détections sont relativement basses pour cet échantillon ($\text{LD}_{3(pL=0,95)} = 15 \%$, Tableau 3.2).

Une première population, caractérisée par un rapport Th/U homogène ($0,46 \pm 0,11$), donne **un âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $250,7 \pm 1,5 \text{ Ma}$ ($N = 19$, $\text{MSWD} = 0,37$). Cet âge est interprété comme l'âge maximum de dépôt.** Il est identique à l'âge *Tuff Zirc* (relativement insensible aux pertes en Pb ; Ludwig et Mundil, 2002) obtenu à partir des 19 analyses les plus jeunes et formant un cluster cohérent (Figure 3.10E). Une seconde population, également caractérisée par un rapport Th/U relativement homogène ($0,55 \pm 0,17$), donne un âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $295,9 \pm 3,1 \text{ Ma}$ ($N = 14$, $\text{MSWD} = 2,0$). Le MSWD relativement élevé suggère que l'éparpillement des âges n'est pas uniquement lié à l'éparpillement « analytique » et qu'une autre cause, telle qu'une perte en Pb, pourrait en être à l'origine. Un zircon présente une date $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1633,5 \pm 19,3 \text{ Ma}$.

Trois zircons donnent également des dates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $232,3 \pm 3,1$, $225,8 \pm 2,9$ et $217,1 \pm 2,8 \text{ Ma}$ (incertitudes à 1σ). Ces trois dates ne permettent pas de définir un âge maximum de dépôt répondant au critère des trois grains utilisé dans ce travail, et sont interprétées comme résultantes de perte en Pb.

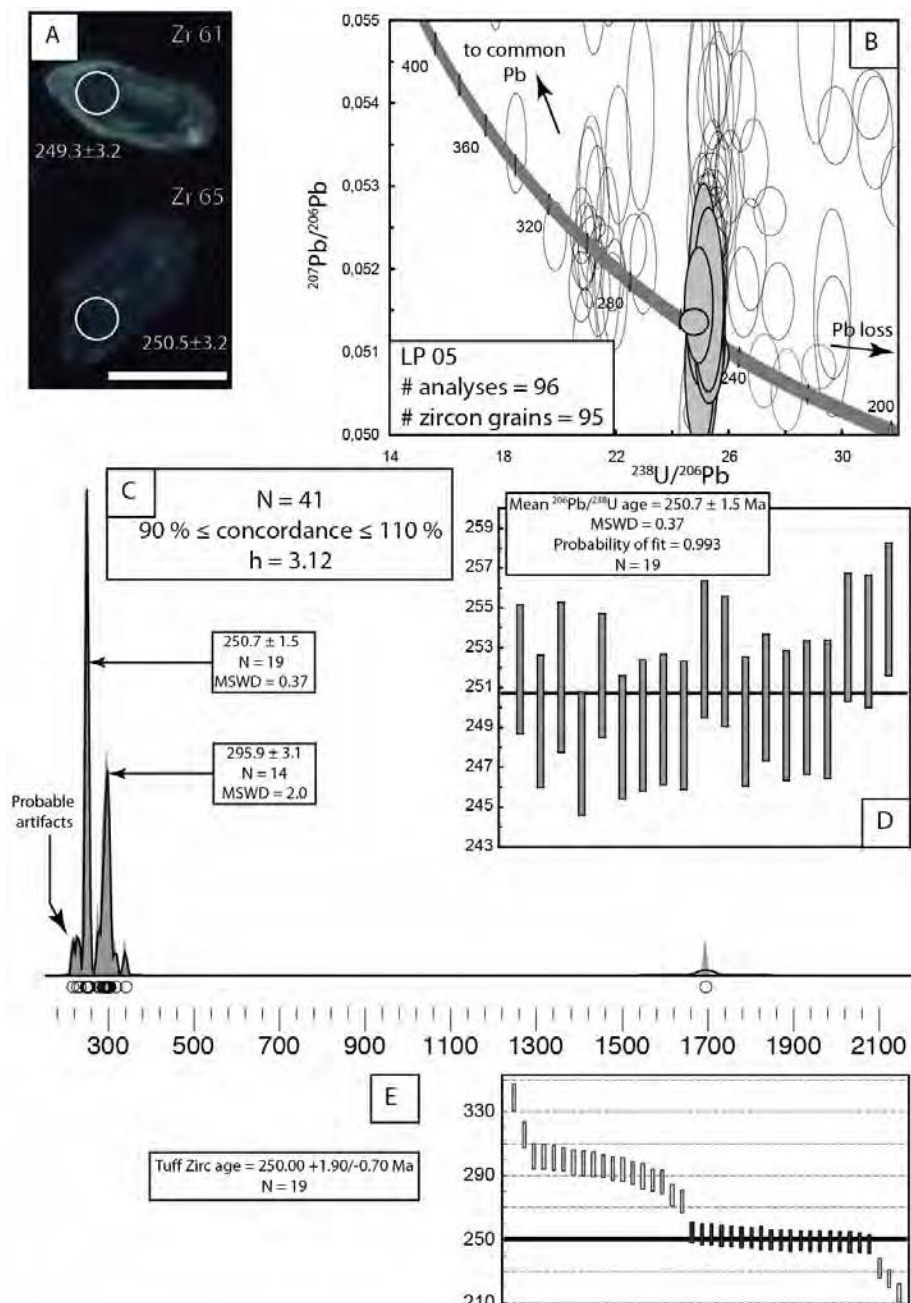


Figure 3.10. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 05.

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons appartenant à la population la plus jeune. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 35 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt.

C. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau. L'âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ($1695,3 \pm 18,7 \text{ Ma}$) du zircon le plus vieux utilisé pour générer ces diagrammes est plus vieux que son âge $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ($1633,5 \pm 19,3 \text{ Ma}$). Il s'agit d'un zircon légèrement discordant inverse.

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Age *Tuff Zirc*. Les boîtes sont dessinées à 1σ , les boîtes noires sont incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

Les datations des échantillons LP 03 et LP 05 indiquent que l'âge maximum de dépôt de la Formation des Argiles Violettes est Trias inférieur. Les âges maximums de

ces deux échantillons chevauchent néanmoins, dans l'incertitude, l'âge de la limite Permien-Trias ($252,17 \pm 0,06$ Ma ; Shen S.-Z et al., 2011). Compte tenu du caractère remanié des volcanoclastes identifiés dans ces échantillons, l'âge réel de dépôt est probablement plus jeune que l'âge maximum de dépôt (cf. discussion à ce sujet dans le Chapitre 5) et la Formation des Argiles Violettes est donc d'âge triasique. Cet âge est plus jeune que celui reconnu jusqu'alors (i.e. Permien supérieur ; Battail, 2009) sur la base de corrélations biostratigraphiques.

3.1.2. Formation des Argiles Rouges

3.1.2.1. Roches volcano-sédimentaires

Un échantillon (LP 57) (Figure 3.2) a fait l'objet d'une analyse géochronologique par Blanchard et al. (2013). Cet échantillon a donné un âge maximum de dépôt ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) de $224,6 \pm 1,6$ Ma (modifié²⁶ d'après Blanchard et al., 2013, Tableau 3.2) et une composante héritée dont la principale population donne un âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1872 ± 15 Ma. Deux autres échantillons (LP 58 et LP 100) provenant de cette formation ont été analysés.

- Echantillon LP 58

L'échantillon LP 58 provient du même niveau de « tuffite grise » que l'échantillon LP 57 analysé par Blanchard et al. (2013) mais a été prélevé dans un niveau situé stratigraphiquement au-dessus. Ces deux échantillons partagent les mêmes caractéristiques pétrographiques, à la fois en termes de minéralogie et de granulométrie. Soixante et onze grains, sur lesquels 73 analyses isotopiques ont été réalisées, ont été analysés. Ces zircons présentent des formes, des colorations et des structures internes variables. Une proportion importante de zircons a une forme automorphe allongée, une légère coloration rosâtre et des zonations oscillatoires bien marquées (Figure 3.11A). Ces dernières indiquent une origine magmatique. Les autres zircons ont des formes arrondies à subanguleuses et présentent une coloration rose foncée à rouge. Ces zircons sont en général faiblement luminescents, et montrent une zonation oscillatoire très peu prononcée ou absente.

La population de zircons automorphes a des concentrations variables en U, comprises entre 107 et 1059 ppm, et en Pb, comprises entre 6 et 15 ppm. Les rapports Th/U sont très homogènes ($0,47 \pm 0,07$) et typiques des zircons d'origine magmatique. Les zircons arrondis à subanguleux montrent en revanche une plus grande variabilité dans leurs concentrations en U et en Pb (16 à 1059 ppm et 3 à 483 ppm respectivement) et dans les rapports Th/U, compris entre 0,12 et 1,52, indiquant là aussi une origine magmatique.

La population de zircons automorphes allongés comprend des zircons âgés de $250,7 \pm 3,4$ Ma à $222,7 \pm 2,7$ Ma (1σ). Une analyse de la structure des populations de zircons avec BayesMix révèle 2 populations distinctes (Figure 3.11B, C et E). **Les 5 analyses les plus jeunes**, dont la forte homogénéité du rapport Th/U ($0,47 \pm 0,03$) suggère une origine cogénétique, définissent un **âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de**

²⁶ Par souci de cohérence, l'âge donné dans Blanchard et al. (2013, cf. Annexe 3.1) a été recalculé selon les critères adoptés dans ce travail (cf. Chapitre 2). Cet âge est identique, dans l'incertitude, à celui de $224,9 \pm 1,0$ Ma donné par Blanchard et al. (2013).

$223,7 \pm 2,5$ Ma (MSWD = 0,12). Cet âge, interprété comme l'âge maximum de dépôt, est identique dans l'incertitude à l'âge maximum de dépôt de l'échantillon LP 57.

La population constituée par les zircons arrondis à subanguleux comprend des zircons présentant des dates variés (Figure 3.11B et E) s'étalant de $796,5 \pm 9,4$ Ma à $2534 \pm 18,1$ Ma (incertitudes à 1σ) et comprenant une sub-population majeure donnant un âge moyen pondéré $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1878,4 \pm 7,6$ Ma ($N = 25$; MSWD = 0,83), identique dans l'incertitude à celle retrouvée dans l'échantillon LP 57.

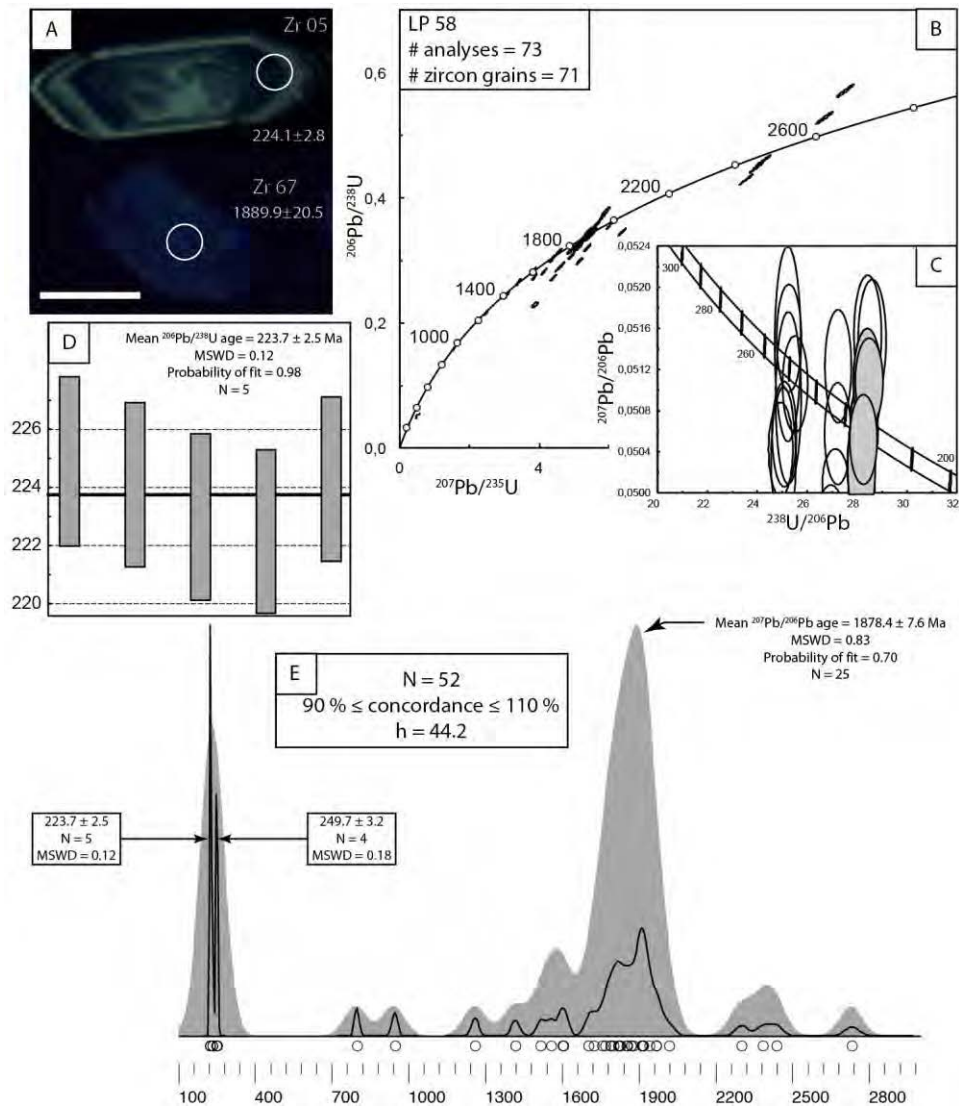


Figure 3.11. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 58.

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons appartenant à deux populations différentes. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 35\ \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Wetherill. Les ellipses sont dessinées à 1σ . Certains zircons ont une position discordante inverse, au dessus de la Concordia. Cela concerne plus particulièrement les zircons dont l'âge est supérieur à 1,8 Ga.

C. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt.

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau. Noter que la PDP illustre l'existence des 2 populations distinctes de zircons automorphes (dont l'existence est confirmée par une analyse de la

structure des populations de cet échantillon avec *BayesMix*) au contraire de la KDE qui confond ces deux populations du fait du choix de la valeur de la bande.

- Echantillon LP 100

Les résultats concernant l'âge maximum de la sédimentation de l'échantillon LP 100 sont présentés et discutés dans le Chapitre 5²⁷.

Cet échantillon a livré de nombreux zircons, parmi lesquels 98 grains ont fait l'objet de 102 analyses. La plupart des zircons présentent une coloration légèrement rosâtre, ont des formes automorphes à sub-arrondies et montrent en général des zonations oscillatoires bien exprimées (Figure 3.12A). Quelques zircons bien arrondis, avec des colorations plus marquées en lumière réfléchie et une luminescence relativement faible ont également été échantillonnés. Les limites de détection sont relativement basses (Tableau 3.2), comprises entre 2 % pour la $LD_{1(pL=0,5)}$ et 17 % pour la $LD_{3(pL=0,95)}$. Les rapports Th/U pour tous les grains sont supérieurs à 0,1, suggérant ainsi une origine magmatique pour la totalité de ces zircons.

L'échantillon LP 100 se caractérise par l'existence de nombreux zircons concordants (montrant par ailleurs des formes automorphes à anguleuses) ayant des dates comprises entre ca. 250 Ma et l'âge maximum de dépôt (Figures 3.12B). **Cet âge maximum de dépôt est donné par l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $220,3 \pm 1,3$ Ma (N = 18, MSWD = 0,31).** Deux zircons ont donnés des dates plus anciennes, de $1860,6 \pm 21,4$ et $2116,0 \pm 17,9$ Ma (âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, incertitudes à 1 σ , Figure 3.12C).

²⁷ La datation de cet échantillon permet de donner une contrainte directe sur l'âge de certains éléments de la faune de Luang Prabang et fait l'objet d'un Chapitre spécifique.

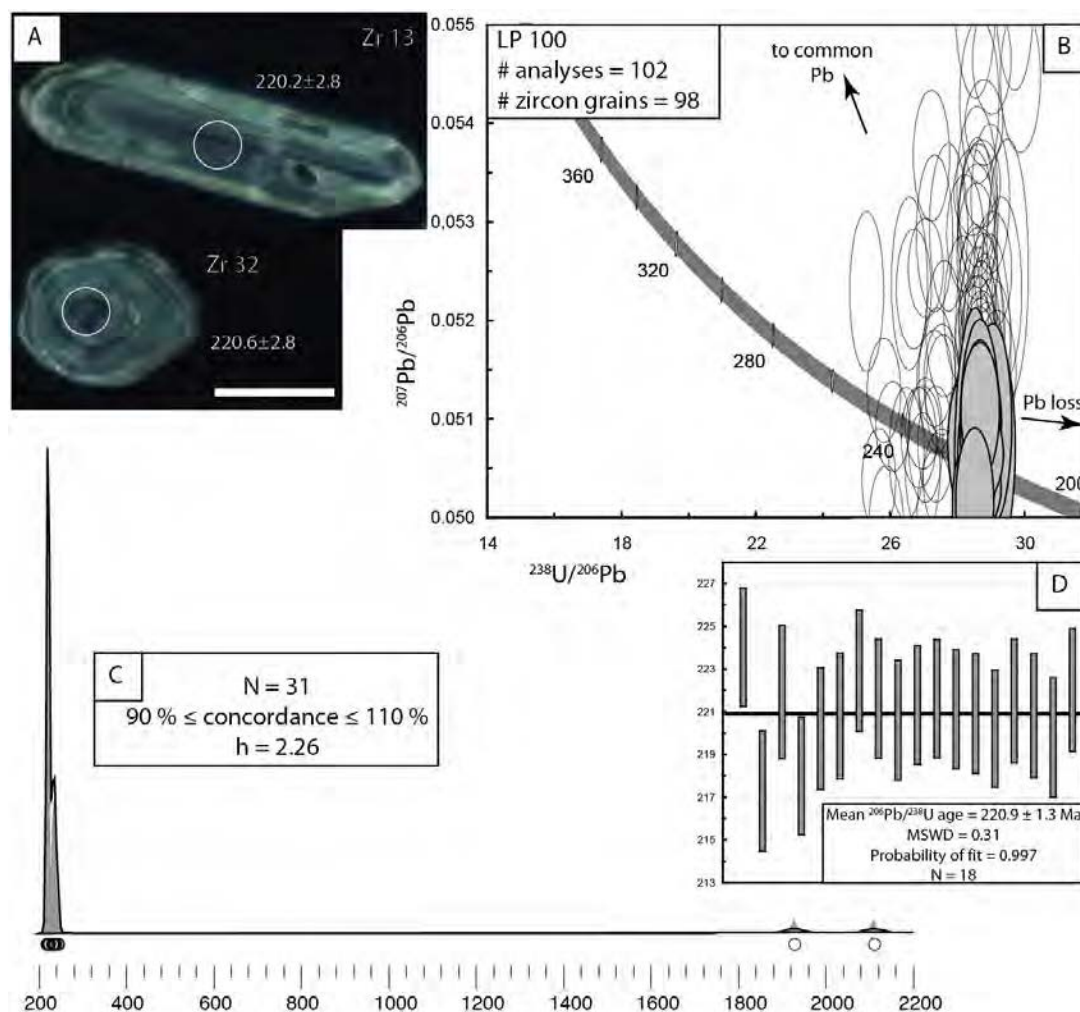


Figure 3.12. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 100.

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons appartenant à la population la plus jeune. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 40 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt.

C. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

3.1.2.2. Galet andésitique

Un galet d'andésite (LP 68) prélevé dans un niveau conglomératique de la Formation des Argiles Rouges a fait l'objet de 38 analyses sur 36 grains (Figure 3.13 ; Tableau 3.3). Ces zircons ont majoritairement une forme prismatique trapue, bien que certains aient une forme plus allongée, et une structure interne marquée par des zonations oscillatoires bien exprimées témoignant de leur origine magmatique (Figure 3.13A). Deux zircons (Zr 1 et Zr 31, cf. Annexe 3.2) sont dépourvus de zonation et présentent une luminescence de faible intensité. Ils ont par ailleurs des rapports Th/U élevés ($2,6$ et $1,7$) par rapport aux autres zircons pour lesquels ce rapport est homogène ($0,7 \pm 0,1$) et typique de zircons d'origine magmatique.

L'éparpillement des données montré par des MSWD élevés (Figure 3.13C), rend l'interprétation de l'âge moyen pondéré sujette à caution. Cet éparpillement peut être dû soit à des pertes en Pb, soit à la présence de Pb commun, soit les deux à la fois. L'algorithme Tuff Zirc (Ludwig et Mundil, 2002), peu sensible à ces pertes en Pb ou à la présence de Pb commun, a donc été employé pour avoir une estimation plus fiable de l'âge de cristallisation de cet échantillon. La **date obtenue, basée sur 22 âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ individuels, est de $217,5 \pm 1,7/-2,4$ Ma** (incertitudes correspondant à un intervalle de confiance de 94,8%, Figure 3.13D). Cette date est interprétée comme la meilleure estimation possible de l'âge de mise en place de la dacite.

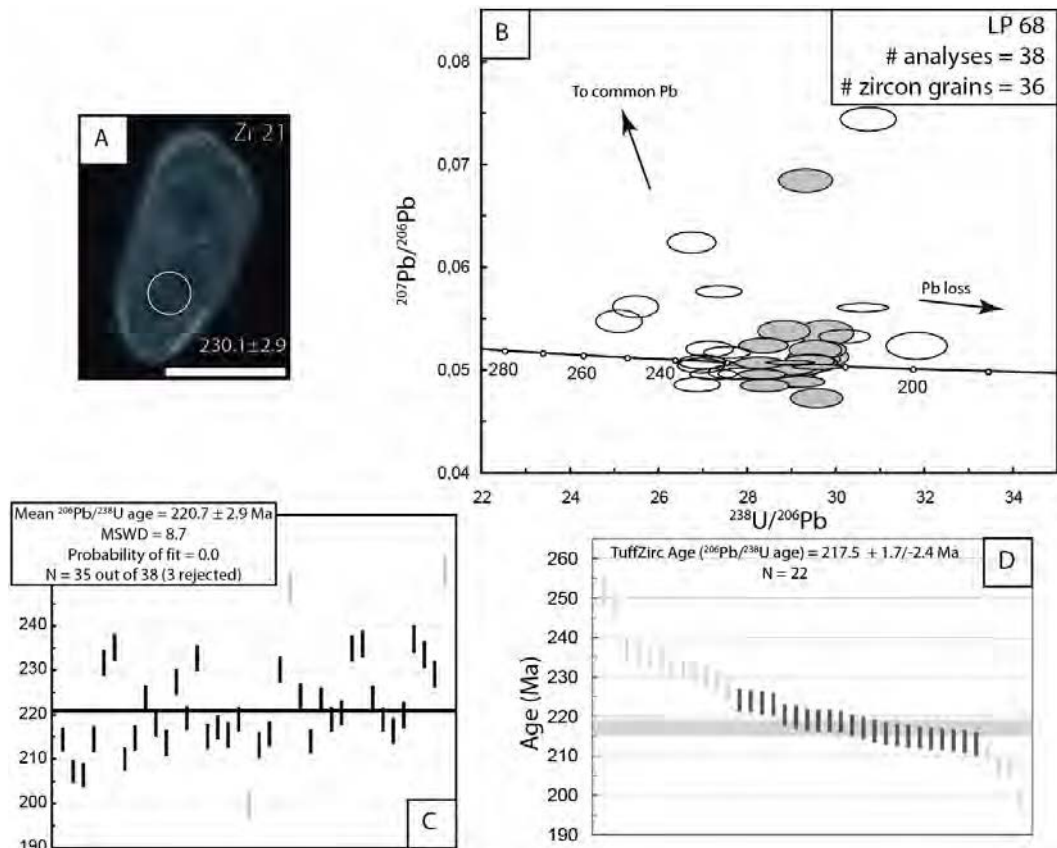


Figure 3.13. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 68.

A. Image en cathodoluminescence d'un zircon représentatif. La barre d'échelle mesure 100 μm . Le cercle ($\varnothing = 35 \mu\text{m}$) indique l'emplacement échantillonné par ablation laser. L'incertitude est donnée à 1σ .

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge *TuffZirc*.

C. Age moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Les boîtes sont dessinées à 1σ , les boîtes en grisées ne sont pas incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

D. Age *TuffZirc*, calculé à partir de l'algorithme développé par Ludwig et Mundil (2002) pour minimiser l'effet des pertes en Pb. Les boîtes sont dessinées à 1σ , les boîtes en gris foncé sont incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

L'âge maximum de dépôt de la Formation des Argiles Rouges est donc de **$220,3 \pm 1,3$ Ma** (i.e. Norien), voire $217,5 \pm 1,7/-2,4$ Ma (Norien également) si la date obtenue sur un galet andésitique de cette formation est retenu comme un âge de cristallisation. Ce point sera rediscuté dans la section 3.2. En tout état de cause, l'âge **maximum de dépôt de cette formation est Norien**.

3.1.3. Formation des Tuffites de Luang Prabang

3.1.3.1. Roches volcano-sédimentaires

Trois échantillons (LP 07, 44 et 45 : Figure 3.2) ont fait l'objet d'analyses géochronologique par Blanchard et al. (2013). Ils ont donné des âges maximums de dépôt ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) de $220,3 \pm 2,9$, $220,8 \pm 1,2$ et $216,4 \pm 2,2$ Ma respectivement (modifié²⁸ d'après Blanchard et al., 2013, Tableau 3.2) et une composante héritée dont la principale population donne un âge moyen $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de 1875 ± 27 Ma (échantillon LP 44, Blanchard et al., 2013).

Deux échantillons supplémentaires (LP 06 et LP 08) prélevés dans cette formation et un autre échantillon, LP 11, provisoirement rattaché à cette formation, ont été analysés. Tous ces échantillons partagent des caractéristiques communes (et sensiblement identiques à celles des échantillons LP 07, 44 et 45) et leurs résultats sont ici décrits ensemble.

Ces quatre échantillons ont livré de nombreux zircons majoritairement légèrement rosâtres, automorphes à sub-arrondis et qui montrent en général des zonations oscillatoires bien exprimées (Figures 3.14A, 3.15A et 3.16A). D'autres zircons, moins abondants, de forme bien arrondie, ayant parfois des colorations plus marquées en lumière réfléchie et une luminescence relativement faible ont également été récoltés. La plupart du temps, ces zircons montrent des zonations oscillatoires faibles ou absentes (Figures 3.14A, 3.15A et 3.16A). Les rapports Th/U pour tous les grains sont supérieurs à 0,1 (à l'exception d'un grain dans l'échantillon LP 08, pour lequel ce rapport est égal à 0,04), suggérant ainsi une origine magmatique (à l'exception d'un zircon dans l'échantillon LP 08).

Les limites de détection sont relativement basses (Tableau 3.2), comprises entre 2 et 3 % pour la $\text{LD}_{1(\text{pL}=0,5)}$ et entre 17 et 24 % pour la $\text{LD}_{3(\text{pL}=0,95)}$. Ces limites de détection sont relativement homogènes pour ces trois échantillons, ce qui assure une représentativité similaire pour chacun de ces échantillons (en admettant un échantillonnage aléatoire).

Ces différents échantillons se caractérisent par l'existence de nombreux zircons concordants (montrant par ailleurs des formes automorphes à anguleuses) ayant des âges compris entre ca. 250 Ma et leurs âges maximums de dépôt (Figures 3.14B et C, 3.15B et 3.16B et C). **Ces âges maximums de dépôt sont donnés par l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sur au moins trois grains (Figures 3.14D, 3.15D et 3.16D) et sont de $221,9 \pm 1,7$ Ma (N = 11, MSWD = 0,98) pour l'échantillon LP 06, $224,8 \pm 3,3$ Ma (N = 3, MSWD = 0,24) pour l'échantillon LP 08 et $218,0 \pm 7,7$ Ma (N = 4, MSWD = 2,7) pour l'échantillon LP 11.**

Ces échantillons comprennent également en faible proportion (représentées par quelques zircons au maximum) des populations plus anciennes (Figures 3.14E, 3.15E, et 3.16C) dont la plus vieille est définie par un zircon Néoarchéen présentant une date de $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $2521,2 \pm 17,3$ Ma (incertitude à 1 σ).

²⁸ Par souci de cohérence, les âges donnés dans Blanchard et al. (2013, cf. Annexe 3.1) ont été recalculés selon les critères adoptés dans ce travail (cf. Chapitre 2). Ces âges sont identiques, dans l'incertitude, à ceux donnés par Blanchard et al. (2013).

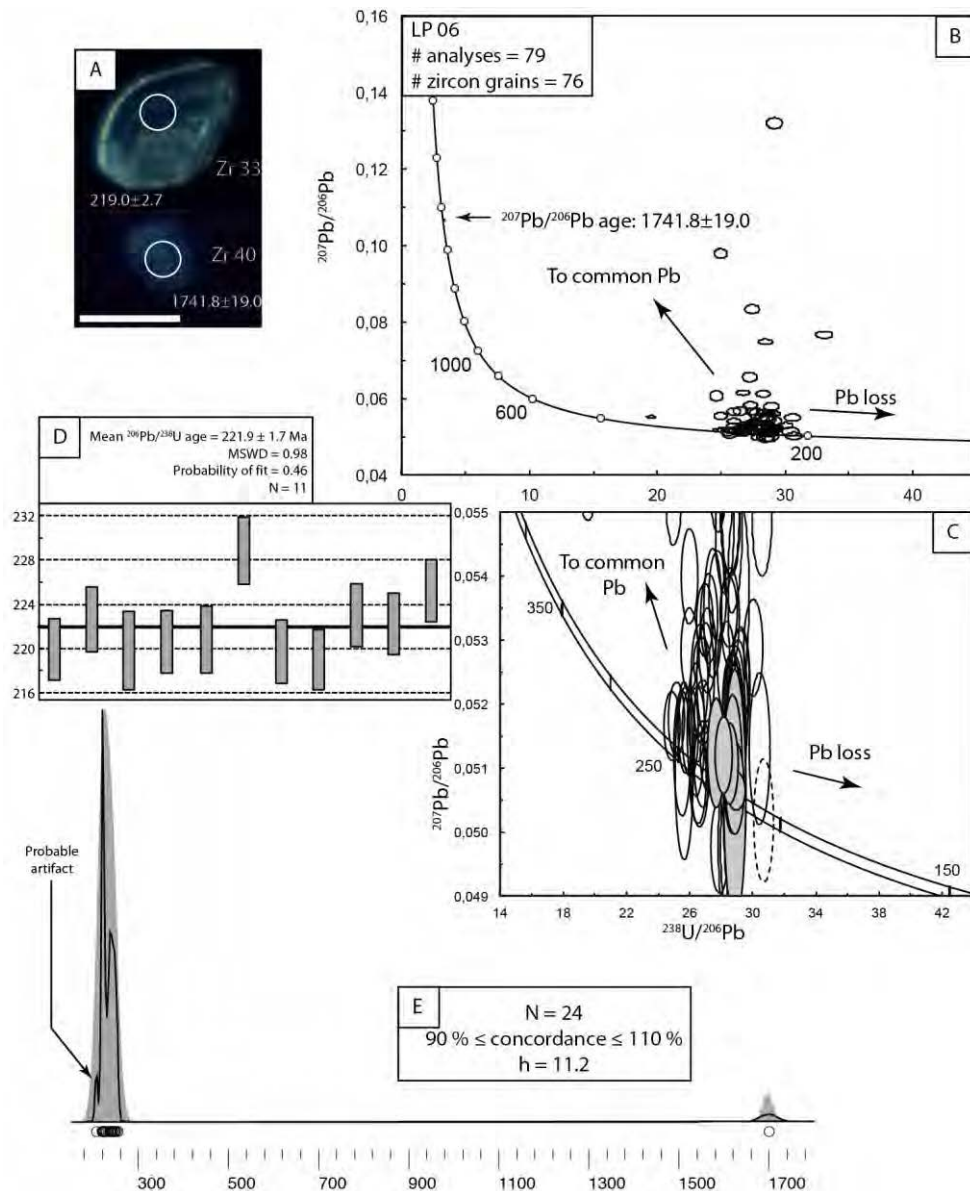


Figure 3.14. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 06.

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons appartenant à deux populations différentes. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 35 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt. L'ellipse en pointillée correspond à un artefact probable.

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

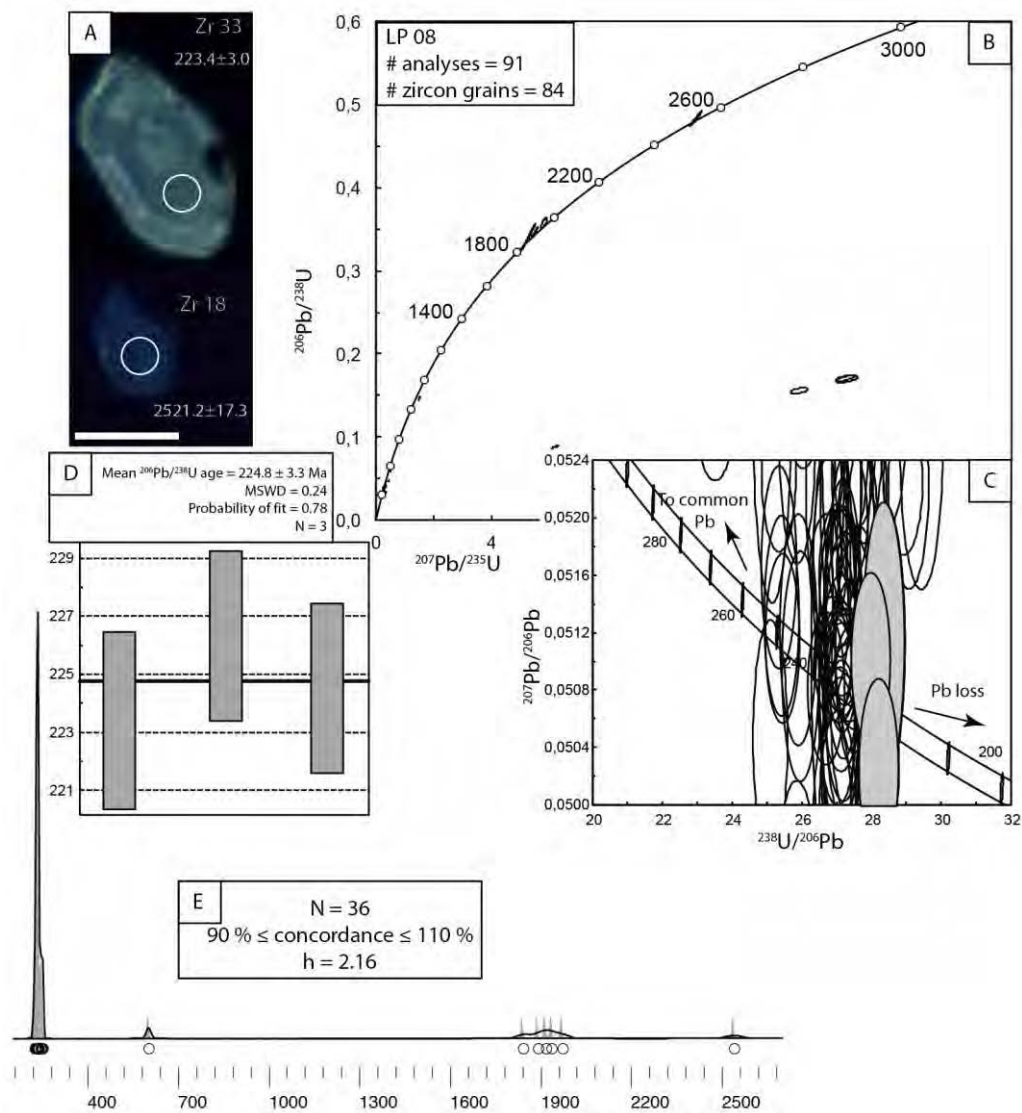


Figure 3.15. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 08.

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons appartenant à deux populations différentes. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 35 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Wetherill. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt.

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

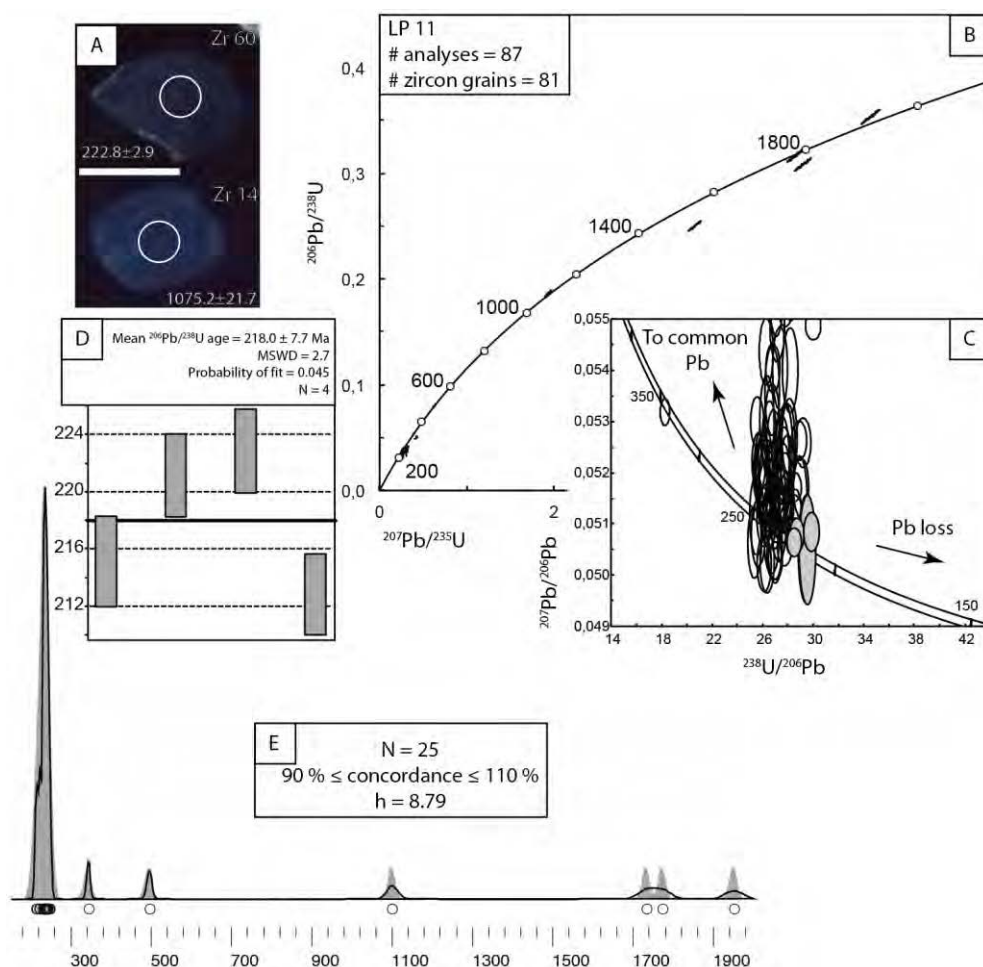


Figure 3.16. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 11.

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons appartenant à deux populations différentes. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 40 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Wetherill. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt.

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

3.1.3.2. Roches volcaniques

Trois galets de roches volcaniques (andésites et dacites, échantillons LP 70, 71 et 72 ; Tableau 3.3) ont été prélevés dans des niveaux conglomératiques de la Formation des Tuffites de Luang Prabang. Un autre échantillon, LP 10, a été prélevé dans un niveau conglomératique de la Nappe de Luang Prabang (Bush et al., 1996) qui est provisoirement rattaché à la Formation de Tuffites de Luang Prabang. Compte tenu de leurs similarités, les résultats des analyses géochronologiques réalisées sur ces différents échantillons sont présentés ensemble.

Les zircons prélevés dans ces échantillons ont majoritairement une forme prismatique trapue, quelques uns ont une forme plus allongée. La structure interne des

grains est marquée par des zonations oscillatoires bien exprimées (Figures 3.17A, 3.18A, 3.19A et 3.20A). L'ensemble de ces zircons présente des rapports Th/U en général assez homogènes ($0,49 \pm 0,10$; $0,66 \pm 0,25$; $0,66 \pm 0,17$ et $0,69 \pm 0,19$ pour les échantillons LP 10, 70, 71 et 72 respectivement) et compatibles avec une origine magmatique (i.e. $> 0,1$).

Pour chacun des échantillons, l'éparpillement des données, montré par des MSWD élevés (Figures 3.17C, 3.18C, 3.19D), rend l'interprétation de l'âge moyen pondéré sujette à caution. Cet éparpillement peut être dû soit à des pertes en Pb, soit à la présence de Pb commun, soit les deux à la fois. L'algorithme Tuff Zirc (Ludwig et Mundil, 2002), peu sensible à ces pertes en Pb ou à la présence de Pb commun, a donc été employé pour avoir une estimation plus fiable de l'âge de cristallisation. Les **dates Tuff Zirc** obtenues, basées sur les dates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ individuelles, sont, respectivement, de **$232,7 \pm 2,8/-1,8$ Ma ; $225,8 \pm 1,4/-2,2$ Ma ; $230,4 \pm 0,9/-1,8$ Ma et $225,4 \pm 1,5/-3,4$ Ma pour les échantillons LP 10, 70, 71 et 72** (Figures 3.17D, 3.18D, 3.19E, 3.20C et Tableau 3.3). Ces dates sont **interprétées comme les âges de mise en place de ces roches volcaniques**.

Par ailleurs, tous ces échantillons, hormis LP 10, comportent des grains concordants ou sub-concordants nettement plus vieux que l'âge de cristallisation. L'échantillon LP 70 comporte des zircons concordants à $251,2 \pm 3,2$ et $264,3 \pm 3,4$ Ma (âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, incertitudes à 1σ). L'échantillon LP 71 comporte des zircons concordants à $254,1 \pm 3,5$ et $273,7 \pm 3,8$ Ma (âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, incertitudes à 1σ) ainsi que deux zircons donnant un âge moyen de 674 ± 12 Ma. Enfin, l'échantillon LP 72 comporte deux grains concordants à $264,2 \pm 3,7$ et $777,7 \pm 9,9$ Ma (âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$) et deux grains sub-concordants à $1997,2 \pm 18,2$ et $2047,6 \pm 19,4$ Ma (âges $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$). Ces différents grains sont interprétés comme des xénocristaux incorporés dans le magma au cours de sa remontée vers la surface. Cela indique que ces magmas ont traversé, au cours de leur remontée, un socle comportant des roches de différents âges. Un tel socle est probablement constitué par la croûte continentale plutôt que par de la croûte océanique.

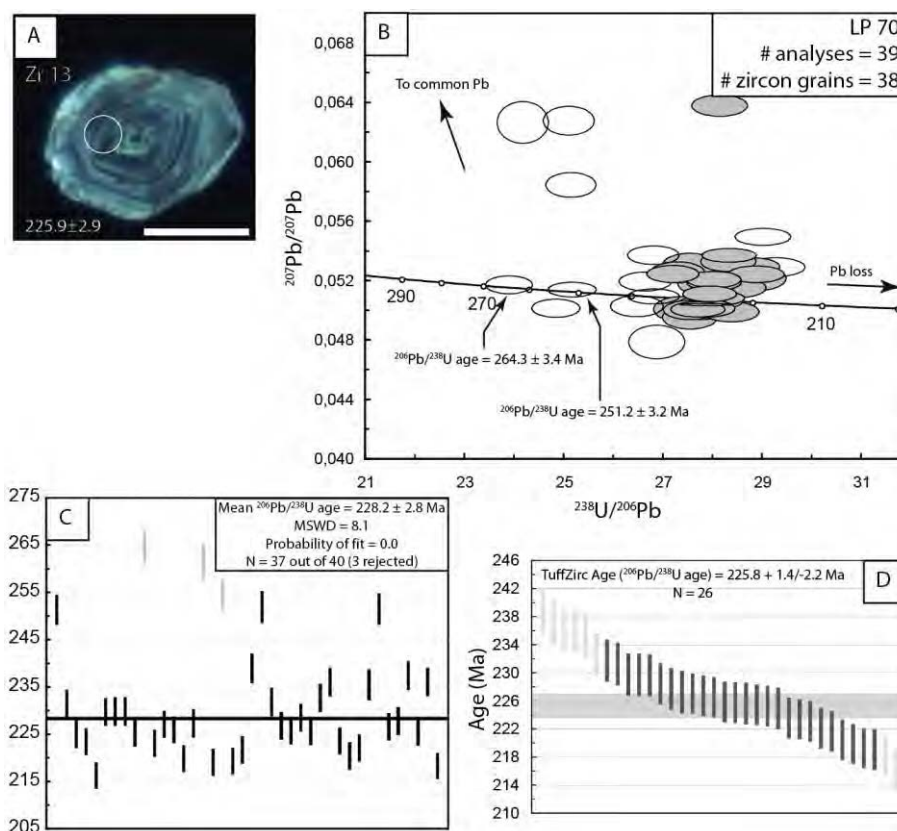


Figure 3.17. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 70.

A. Image en cathodoluminescence d'un zircon représentatif. La barre d'échelle mesure 100 μm . Le cercle ($\varnothing = 35 \mu\text{m}$) indique l'emplacement échantillonné par ablation laser. L'incertitude est donnée à 1σ .

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge *Tuff Zirc*.

C. Age moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Les boîtes sont dessinées à 1σ , les boîtes en grisées ne sont pas incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

D. Age *Tuff Zirc*. Les boîtes sont dessinées à 1σ , les boîtes en gris foncé sont incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

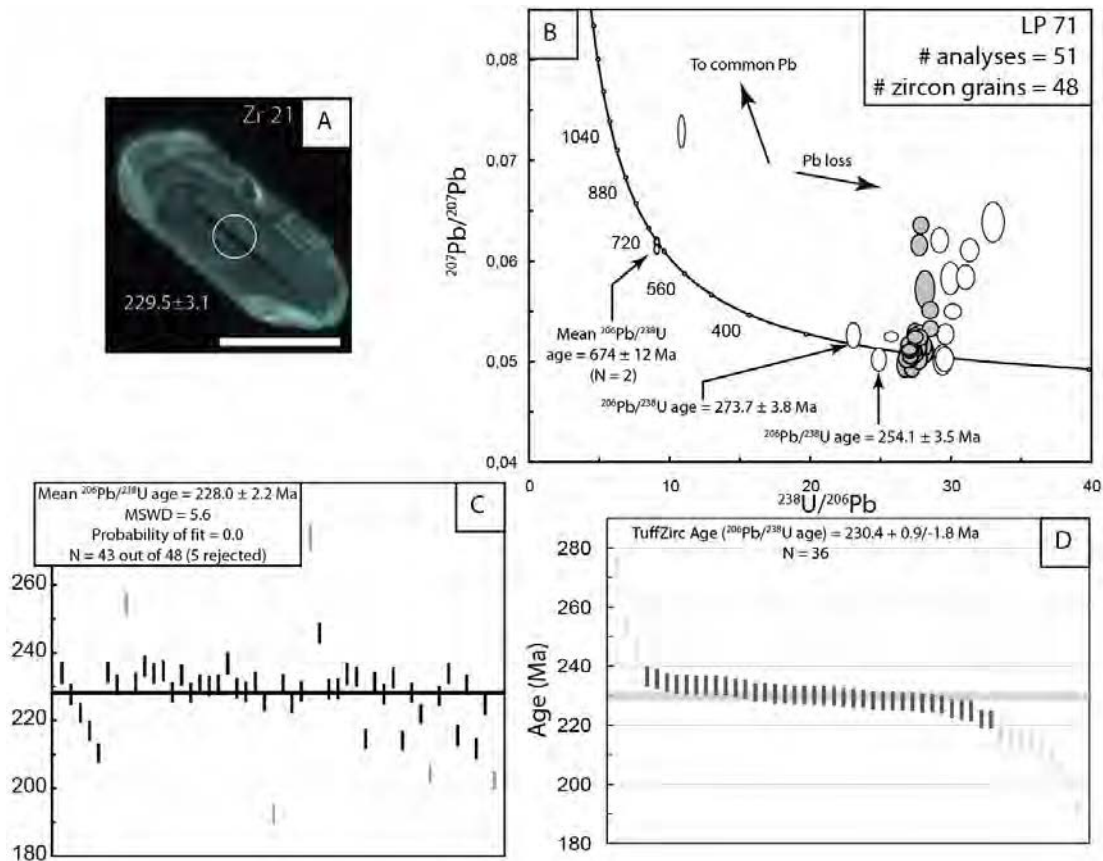


Figure 3.18. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 71.

A. Image en cathodoluminescence d'un zircon représentatif. La barre d'échelle mesure 100 μm . Le cercle ($\varnothing = 35 \mu\text{m}$) indique l'emplacement échantillonné par ablation laser. L'incertitude est donnée à 1σ .

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge *Tuff Zirc*.

C. Age moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Les boîtes sont dessinées à 1σ , les boîtes en grisées ne sont pas incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

D. Age *Tuff Zirc*. Les boîtes sont dessinées à 1σ , les boîtes en grisées ne sont pas incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

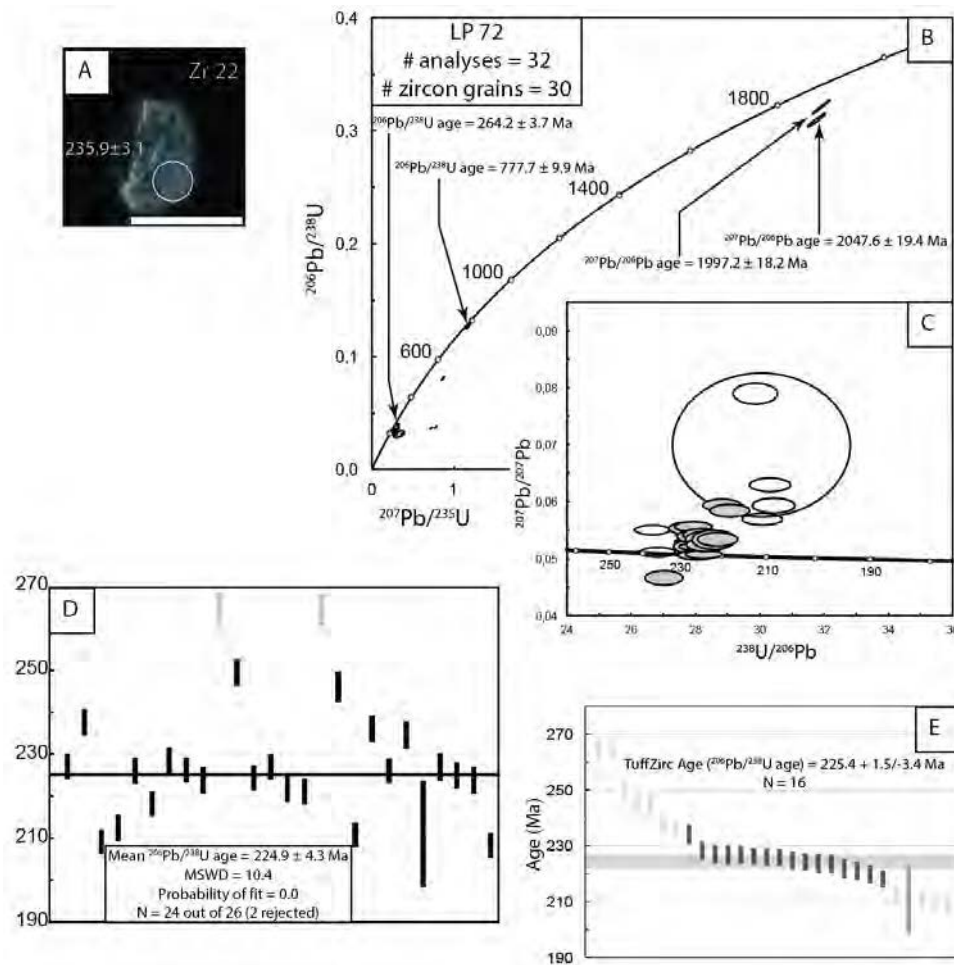


Figure 3.19. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 72.

A. Image en cathodoluminescence d'un zircon représentatif. La barre d'échelle mesure 100 μm . Le cercle ($\varnothing = 35 \mu\text{m}$) indique l'emplacement échantillonné par ablation laser. L'incertitude est donnée à 1σ .

B. Diagramme Concordia Wetherill. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Diagramme Tera-Wasserburg, les ellipses grisées (dessinées à 1σ) correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge *Tuff Zirc*.

D. Age moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Les boîtes sont dessinées à 1σ , les boîtes en grisées ne sont pas incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

E. Age *Tuff Zirc*. Les boîtes sont dessinées à 1σ , les boîtes en gris foncé correspondent aux analyses incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

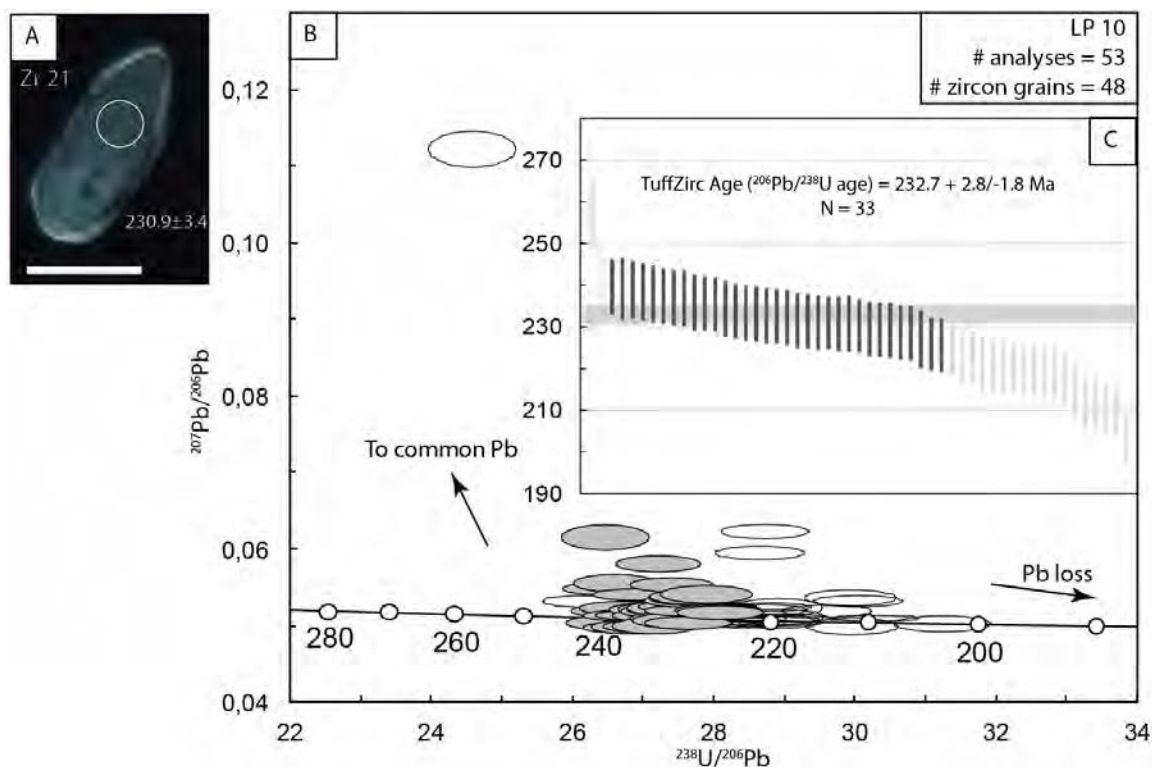


Figure 3.20. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 10.

A. Image en cathodoluminescence d'un zircon représentatif. La barre d'échelle mesure 100 μm. Le cercle ($\varnothing = 40 \mu\text{m}$) indique l'emplacement échantillonné par ablation laser. L'incertitude est donnée à 1σ.

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ, les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge *TuffZirc*.

C. Age *TuffZirc*. Les boîtes sont dessinées à 2σ, les boîtes en gris foncé correspondent aux analyses incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

Les datations réalisées à la fois sur des échantillons de roche volcano-sédimentaire et des galets volcaniques indiquent, de manière cohérente, un **âge maximum de dépôt au Norien (Trias supérieur) pour la Formation des Tuffites de Luang Prabang**.

3.1.4. Unité des Roches Mafiques

L'Unité des Roches Mafiques comprend des roches volcaniques et des arénites lithiques volcano-sédimentaires. Plusieurs tentatives de datation ont porté sur ces roches cependant, aucune roche volcanique n'a livré suffisamment de zircons pour permettre leur datation, les seuls zircons échantillonnés étant peu nombreux, discordants et ne permettant aucune régression fiable. Les tentatives de datations réalisées sur les roches volcano-sédimentaires n'ont pas été beaucoup plus fructueuses, mais un échantillon, LP 42 (Figure 3.2, Tableau 3.2) a donné des résultats exploitables.

Les zircons prélevés dans l'échantillon LP 42 ont des formes variées, allongées à trapues et sont en général anguleux à subanguleux. Ces zircons sont cathodoluminescents avec des intensités variables. Les structures internes sont également variables: certains zircons présentent des zonations oscillatoires typiques de zircons magmatiques (Figure 3.21A), certains ne présentent aucune zonation visible en CL, tandis que d'autres ont des structures internes complexes, marquées par des variations d'intensité en CL par « patch » au sein même des zircons. Les rapports Th/U

de ces zircons sont compris entre 0,28 et 0,99, suggérant une origine magmatique, hormis un grain pour lequel ce rapport est de 0,08.

Sur les 19 zircons analysés, seul deux ont une concordance supérieure à 90 %, ne permettant donc pas de définir un âge maximum de dépôt selon les critères adoptés. Pour cet échantillon, un **seuil de 80 % de concordance est donc retenu**, une prudence particulière est donc de mise dans l'interprétation de ces résultats. Malgré le seuil de concordance de 80 %, les limites de détections sont élevées pour cet échantillon : la $LD_{1(pL=0,5)}$ est de 7 % et la $LD_{3(pL=0,95)}$ est de 50 % (Tableau 3.2). Les trois dates les plus jeunes définissent un cluster répondant au critère des trois grains adopté, et permettent de calculer un **âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $219,0 \pm 1,3$ Ma (MSWD = 0,77)**. Cette date se base sur deux grains dont la concordance est supérieure à 90 % et un grain pour lequel la concordance est de 86 % (Figure 3.21). Les probabilités de concordance de ces trois grains (cf. Chapitre 2) sont relativement élevées (comprises entre 35 % et 59 % ; Figure 3.21, Tableau 3.1). La date de **$219,0 \pm 1,3$ Ma (MSWD 0,77)** est **interprétée comme l'âge maximum de dépôt pour cet échantillon**. Les six autres grains ont des âges variés dont le plus vieux présente une date $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $3253,3 \pm 19,9$ Ma (concordance : 84 %). Compte tenu de la valeur relativement élevée de la $LD_{3(pL=0,95)}$ (50 %, Tableau 3.2), la population de $219,0 \pm 1,3$ Ma représente probablement une proportion relative importante de cette arénite lithique volcano-sédimentaire.

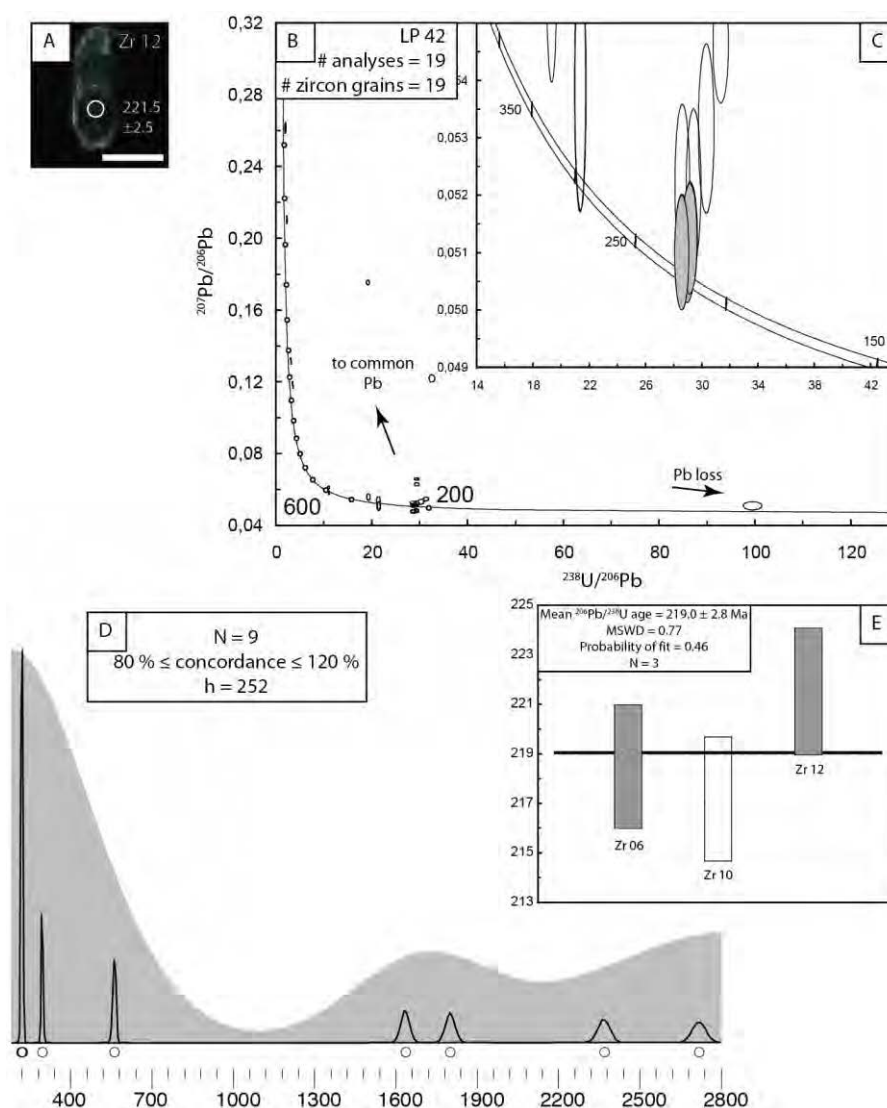


Figure 3.21. Analyses géochronologiques de l'échantillon LP 42.

A. Image en cathodoluminescence d'un zircon appartenant à la population la plus jeune. La barre d'échelle mesure 100 μm . Le cercle ($\varnothing = 26 \mu\text{m}$) indique l'emplacement échantillonné par ablation laser. L'incertitude est donnée à 1σ .

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg pour l'ensemble des données. Les ellipses grisées correspondent aux analyses concordantes à plus de 80 %. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt.

D. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

E. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. Les barres grisées correspondent à des analyses concordantes à plus de 90 %, la barre vide correspond à une analyse concordante à 86 % (cf. Tableau 3). N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

Tableau 3.1. Concordance et probabilité de concordance pour chacune des analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt de l'échantillon LP 42.

Grain	Concordance (%) ¹	Probabilité de concordance (%) ²
Zr 06	92	57
Zr 10	86	35
Zr 12	91	59

1 : Concordance entre les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.
2 : Probabilité de concordance sur une Concordia Tera-Wasserburg.

Sur la base de cet échantillon, **l'âge maximum de dépôt des roches volcano-sédimentaires de l'Unité des Roches Mafiques est Norien.**

3.1.5. Synthèse des résultats

Le Tableau 3.2 résume l'ensemble des âges maximums de dépôt pour les roches volcano-sédimentaires analysées et les limites de détections associées. Le Tableau 3.3 résume les âges de la cristallisation des roches magmatiques analysées.

Tableau 3.2. Limites de détection et âges maximums de dépôt pour les roches volcano-sédimentaires du Bassin de Luang Prabang.

Echantillon	Nombre d'analyses ⁽¹⁾	LD ₁ (%)		LD ₃ (%)		N	Age moyen ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U du cluster le plus jeune (Ma)	MSWD
		$p_L = 0,5$	$p_L = 0,95$	$p_L = 0,5$	$p_L = 0,95$			
Formation des Argiles Violettes								
LP 03	31	2	9	9	19	7	251,4 ± 2,4	0,21
LP 04	7	9	35	37	66	4	299,9 ± 3,8	0,11
LP 05	41	2	7	6	15	19	250,7 ± 1,5	0,37
Formation des Argiles Rouges								
LP 57	44	2	7	7	14	11	224,6 ± 1,6	0,24
LP 58	52	1	6	6	12	5	223,7 ± 2,5	0,12
LP 100	31	2	9	7	17	18	220,9 ± 1,3	0,31
Formation des Tuffites de Luang Prabang								
LP 06	24	3	12	11	24	11	221,9 ± 1,7	0,98
LP 07	4	16	53	62	91	3	220,3 ± 2,9	0,35
LP 08	36	2	8	8	17	3	224,8 ± 3,3	0,24
LP 44	25	3	11	11	24	18	220,8 ± 1,2	0,61
LP 45	6	11	39	43	73	5	216,4 ± 2,2	0,18
LP 11 ²	25	3	11	11	24	4	218,0 ± 7,7	2,7
Unité des Roches Mafiques								
LP 42	2	29	78	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
	9 ⁽²⁾	7	28	29	50	3	219,0 ± 1,3	0,77

1 : analyses concordantes (≥90%), sauf 2 : analyses concordantes (≥80%). LD₁ et LD₃ : limites de détection pour 1 et 3 grains, respectivement. 2 : échantillon prélevé dans la Nappe de Luang Prabang, attribution à la Formation des Tuffites de Luang Prabang incertaine. p_L : niveau de probabilité assigné aux limites de détection. N : nombre d'analyses utilisées pour calculer l'âge moyen du cluster le plus jeune. MSWD : *Mean Square of Weighted Deviates*. n.a. : non applicable.

Tableau 3.3. Ages de mise en place des roches volcaniques prélevées sous forme de galets dans les séries conglomératiques du Bassin de Luang Prabang.

Conglomératiques du Bassin de Luang Prabang.				
Echantillon	Age Tuff Zirc ¹	Incertitudes (intervalle de confiance : 95%)		N
Galet prélevé dans un niveau conglomératique de la Formation des Argiles Rouges				
LP 68	217,5	+ 1,7	- 2,4	22
Galets prélevés dans des niveaux conglomératiques de la Formation des Tuffites de Luang Prabang				
LP 70	225,8	+ 1,4	- 2,2	26
LP 71	230,4	+ 0,9	- 1,8	36
LP 72	225,4	+ 1,5	- 3,4	16
LP 10 ²	232,7	+ 2,8	- 1,8	33
1 : basé sur un algorithme développé par Ludwig et Mundil (2002) pour minimiser l'effet des pertes en Pb. 2 : échantillon prélevé dans la Nappe de Luang Prabang, attribution à la Formation des Tuffites de Luang Prabang incertaine. N : nombre d'analyses utilisées pour calculer l'âge Tuff Zirc.				

1 : basé sur un algorithme développé par Ludwig et Mundil (2002) pour minimiser l'effet des pertes en Pb. 2 : échantillon prélevé dans la Nappe de Luang Prabang, attribution à la Formation des Tuffites de Luang Prabang incertaine. N : nombre d'analyses utilisées pour calculer l'âge Tuff Zirc.

3.2. Ages maximums de la sédimentation et durée du volcanisme

Les âges maximums de la sédimentation obtenus par les analyses radiochronologiques, résumés dans les Tableaux 3.2 et 3.3, permettent de mettre en évidence le caractère syn-sédimentaire du volcanisme et d'en préciser son sens. A partir des âges obtenus sur les galets de roches volcaniques prélevés dans différents niveaux conglomératiques, il est possible d'estimer la durée du volcanisme ayant existé dans ou au voisinage du Bassin de Luang Prabang.

3.2.1. Mise en évidence et caractérisation du volcanisme syn-sédimentaire

3.2.1.1. Mise en évidence du volcanisme syn-sédimentaire dans le Bassin de Luang Prabang

L'analyse pétrographique réalisée dans les différentes formations du Bassin de Luang Prabang a montré que les formations des Argiles Violettes, des Argiles Rouges, des Tuffites de Luang Prabang ainsi que l'Unité des Roches Mafiques sont constituées de dépôts volcano-sédimentaires. Les volcanoclastes représentent plus de 25 %, et parfois la quasi-totalité, du volume de ces roches (cf. section 2 ; Bercovici et al., 2012 ; Blanchard et al., 2013). Ils montrent par ailleurs des signes de remaniement variables selon les échantillons et selon les formations. Ces remaniements sont notamment mis en évidence par la forme et la diversité des grains. La Formation des Argiles Violettes est caractérisée par la présence de volcanoclastes ayant des textures variées et des degrés d'altération relativement importants. La Formation des Argiles Rouges est caractérisée par des volcanoclastes relativement nombreux, parmi lesquels des grains de quartz rhyolitiques. La Formation des Tuffites de Luang Prabang est caractérisée par une très grande richesse en volcanoclastes, constitués par des grains monominéraux de feldspaths anguleux et relativement peu altérés, et par une plus faible diversité des textures de fragments lithiques d'origine volcanique (texture trachytique essentiellement). Les roches volcano-sédimentaires de l'Unité des Roches Basiques comportent des volcanoclastes à texture microlithique ou comprenant des phénocristaux de clinopyroxène altérés.

Afin de déterminer si les volcanoclastes ont été produits de manière sub-contemporaine de la sédimentation (i.e. volcanisme syn-sédimentaires), la démarche mise en œuvre a consisté à comparer la position stratigraphique des différents échantillons de roches volcano-sédimentaires datés avec leurs âges maximums de dépôt (Figure 3.22).

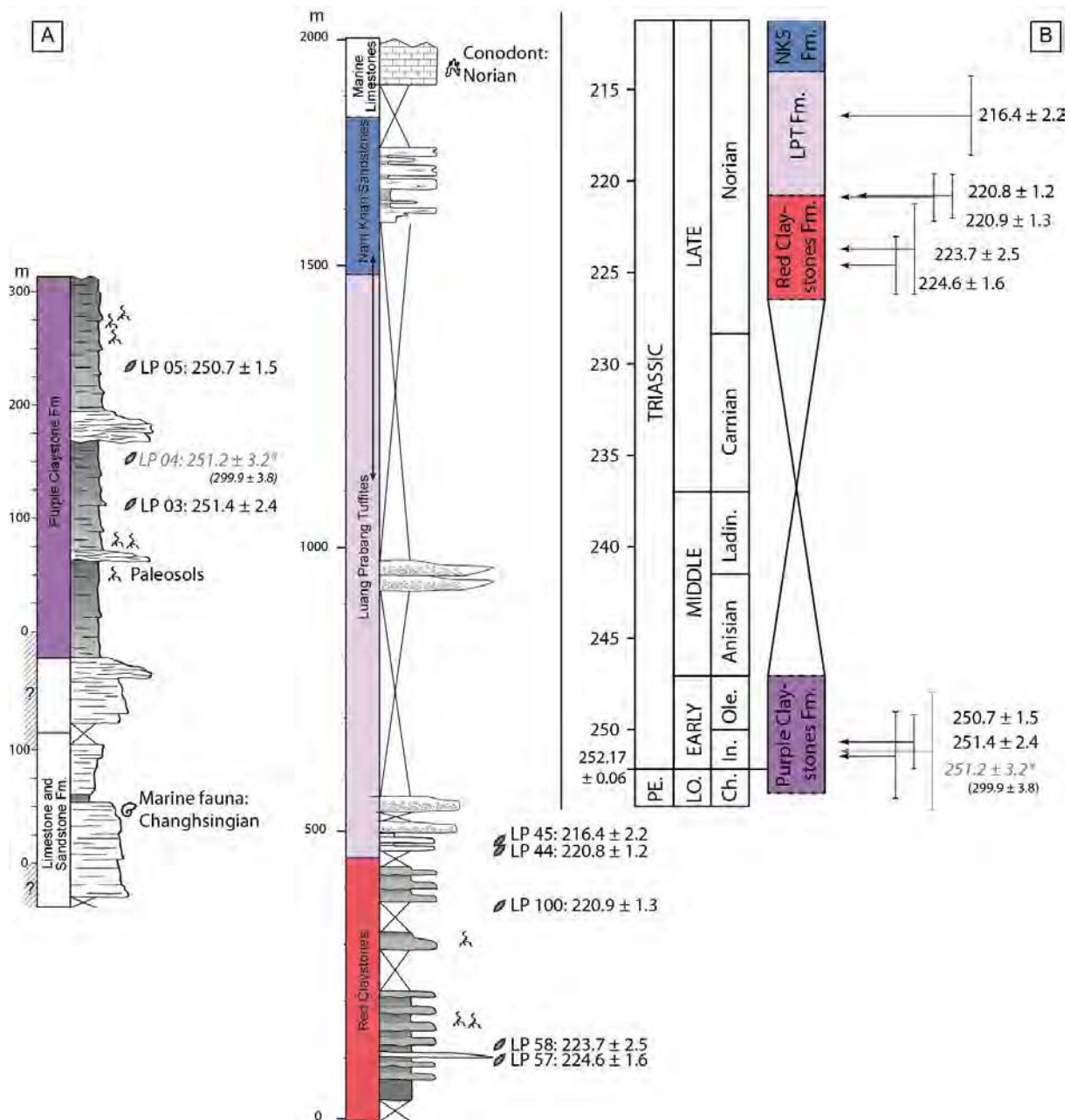


Figure 3.22. Comparaison de la position stratigraphique des échantillons de roches volcano-sédimentaires de différentes formations du Bassin de Luang Prabang avec leurs âges maximums de dépôt.

A. Position des échantillons datés dans le log stratigraphique simplifié du Bassin de Luang Prabang.

Les âges maximums de la sédimentation sont ceux obtenus par les datations U-Pb/zircon détritiques (section 3.1., Tableau 3.2). Les conodontes (*Cypridodella* sp.) et les ammonites (*Tibetites* sp., *Discophyllites* sp.) livrés par la Formation des Calcaires Marins donnent un âge de dépôt Norien (Blanchard et al., 2013), fournissant une contrainte d'âge supplémentaire.

B. Ages maximums de la sédimentation et âges des formations du Bassin de Luang Prabang. Les barres d'erreurs correspondent à 2σ , sauf pour l'échantillon LP 04 (en gris), pour lequel l'erreur, suivie d'un astérisque, est donnée à 1σ . L'âge qui est donné pour cet échantillon n'est pas l'âge maximum de dépôt obtenu selon les critères adoptés (Chapitre 2) mais l'âge du zircon le plus jeune daté dans cet échantillon. L'âge maximum de dépôt répondant aux critères adoptés est indiqué entre parenthèse et l'âge du zircon le plus jeune est indiqué en italique. Les limites de détections sont particulièrement importantes pour cet échantillon ($LD_{1(pL=0,5)} = 9\%$ et $LD_{3(pL=0,95)} = 66\%$, cf. Tableau 3.2). LO. : Lopingien, Ch. : Changhsingien, In. : Induen, Ladin. : Ladinien. LPT Fm. : Formation des Tuffites de Luang Prabang ; NKS Fm. : Formation des Grès de la Nam Khan.

Selon les formations, deux cas de figure sont distingués. **Pour les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang, les âges maximums de dépôt obtenus pour chacun des échantillons suivent la stratigraphie.** Les échantillons les plus vieux stratigraphiquement donnent les âges maximums de dépôt les plus vieux, et ceux-ci deviennent de plus en plus jeunes en remontant la colonne stratigraphique (Figure 3.22). Pour la **Formation des Argiles Violettes, les âges maximums de la sédimentation** (ou l'âge du zircon le plus jeune dans l'échantillon LP 04) **sont identiques** (dans l'incertitude) **quelle que soit la position stratigraphique des échantillons.**

Plusieurs hypothèses peuvent être proposées pour expliquer que les âges maximums de dépôt suivent la stratigraphie dans les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang.

Une première interprétation consisterait à expliquer cette suite d'âges par le démantèlement de roches de plus en plus jeunes au fur et à mesure de la sédimentation. Un tel scénario pourrait être invoqué si l'érosion affectait, par exemple, une série volcanique inverse. Cette hypothèse est néanmoins jugée peu crédible dans le cas de ces formations. En effet, accepter cette hypothèse reviendrait dans ce cas à envisager l'érosion continue d'une série inverse sur plus de 8 Ma (temps minimum séparant les échantillons LP 57 et LP 45, en prenant en compte les incertitudes sur ces âges).

La seconde interprétation envisagée est celle d'une source constituée par une exhumation très rapide de roches dont l'érosion fournirait les zircons présents dans les échantillons datés. Cette hypothèse est également peu crédible dans le cas du Bassin de Luang Prabang car elle suppose l'existence d'une tectonique active permettant l'exhumation continue de nouveau matériel sur une période de 8 Ma. En outre, elle ne correspond pas aux observations pétrographiques réalisées dans ces formations, qui montrent que la majeure partie, voire la quasi-totalité dans certains cas, de ces échantillons est constituée de matériel d'origine volcanique (et non de fragments lithiques grenus comme on pourrait s'y attendre dans le cas d'une exhumation rapide).

La dernière hypothèse, la plus plausible dans le cas du Bassin de Luang Prabang, est celle de la **production continue de nouveaux volcanoclastes au fur et à mesure de la sédimentation**, c'est-à-dire d'un **volcanisme syn-sédimentaire**. Cela est cohérent avec l'ensemble des observations pétrographiques faites dans les Formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang.

La date obtenue sur l'échantillon LP 68 (galet d'andésite dans la Formation des Argiles Rouges ; $217,5 \pm 1,7/-2,4$ Ma ; Tableau 3.3) ne suit pas ce schéma (cette date est plus jeune que les âges obtenus sur les échantillons LP 100 (Formation des Argiles Rouges, $220,9 \pm 1,3$ Ma, Figure 3.22) et LP 44 (Formation des Tuffites de Luang Prabang, $220,8 \pm 1,2$ Ma, Figure 3.22). Compte tenu (i) des nombreux éléments de contrainte sur l'âge de la formation sus-jacente des Tuffites de Luang Prabang, caractérisée par la présence de volcanoclastes dont la production est contemporaine de la sédimentation et datée par géochronologie U-Pb/zircons détritiques et (ii) de l'éparpillement des dates $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ individuelles (MSWD = 8,7 sur l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $N = 35$; Figure 3.13), attribués à des pertes en Pb, la date Tuff Zirc obtenue pour cet échantillon est ici interprétée comme étant probablement légèrement plus jeune que l'âge réel de cristallisation. L'interprétation de l'existence d'un volcanisme syn-sédimentaire dans le Bassin de Luang Prabang au Norien est donc maintenue.

Pour la Formation des Argiles Violettes, la présence de plusieurs échantillons donnant des âges maximums de dépôt identiques dans l'erreur malgré des positions stratigraphiques différentes peut s'interpréter de deux manières.

Il pourrait s'agir, comme pour les formations décrites précédemment, d'un volcanisme syn-sédimentaire. Dans ce cas, la présence d'âges identiques dans l'incertitude indique que l'intervalle de temps écoulé entre la mise en place des différents niveaux échantillonnés est inférieur aux incertitudes sur les mesures des âges maximums de dépôt. Dans ce cas, en estimant l'épaisseur entre les échantillons LP 03 et LP 05 à environ 130 mètres (Figure 3.22) et en prenant en compte l'incertitude maximale sur l'âge maximum de dépôt (2,4 Ma ; échantillon LP 03), un taux de sédimentation supérieur à environ 54 m.Ma⁻¹ est requis ; un tel taux est plausible (e.g. Allen et Allen, 2013). En conséquence, la diversité texturale et la proportion en volcanoclastes relativement faible (mais supérieure à 25 %) suggèrent des sources lointaines pour permettre le mélange entre différentes roches volcaniques et épiclastiques.

Une autre possibilité est d'envisager une source commune, volcanique ou non, aux zircons présents dans ces différents échantillons. Dans ce cas, il ne s'agirait pas d'un volcanisme syn-sédimentaire, et le caractère volcano-sédimentaire de la Formation des Argiles Violettes serait lié au démantèlement de roches volcaniques dont la formation serait antérieure à l'âge de la sédimentation. Il n'y aurait donc pas d'activité volcanique synchrone de la sédimentation.

Ces deux hypothèses sont plausibles et en accord avec les observations pétrographiques réalisées dans cette formation. Pour trancher entre elles, il faudrait soit échantillonner des niveaux stratigraphiquement plus éloignés, soit augmenter la précision sur les mesures des âges maximums de la sédimentation.

Un seul échantillon ayant permis d'obtenir un seul âge maximum de la sédimentation dans l'Unité des Roches Mafiques, il est impossible de confirmer ou d'infirmer l'existence d'un volcanisme syn-sédimentaire lors de la mise en place de cette Unité. Il serait en outre nécessaire de connaître la position stratigraphique de différents échantillons les uns par rapport aux autres, ce que les observations de terrain ne permettent pas de préciser.

3.2.2.2. Echelle de temps du remaniement

L'existence d'un volcanisme contemporain de la sédimentation des formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang est paradoxale dans la mesure où les échantillons étudiés montrent, à des degrés divers, des signes de remaniements. Il est alors nécessaire de préciser l'échelle de temps associée au remaniement du matériel volcanique.

Dans une zone en sédimentation où il existe un volcanisme actif, l'échelle de temps du remaniement peut se définir simplement comme la durée (notée Δt) comprise entre l'éruption (t_{volc}) et la sédimentation d'un volcanoclaste dans sa position définitive (t_{sed}) :

$$\Delta t = t_{volc} - t_{sed}$$

Le caractère syn-sédimentaire du volcanisme comprend plusieurs acceptations (Figure 3.23) en fonction de la durée du remaniement des volcanoclastes. C'est ce point

qui est à l'origine des débats sur les définitions des roches volcano-sédimentaires et de leurs constituants. L'échelle de temps du remaniement acceptée dans les différentes définitions de « roche volcano-sédimentaire » et leurs implications en terme de caractère syn-sédimentaire du volcanisme dépendent en effet des objets ou des processus étudiés et de leurs échelles d'observations.

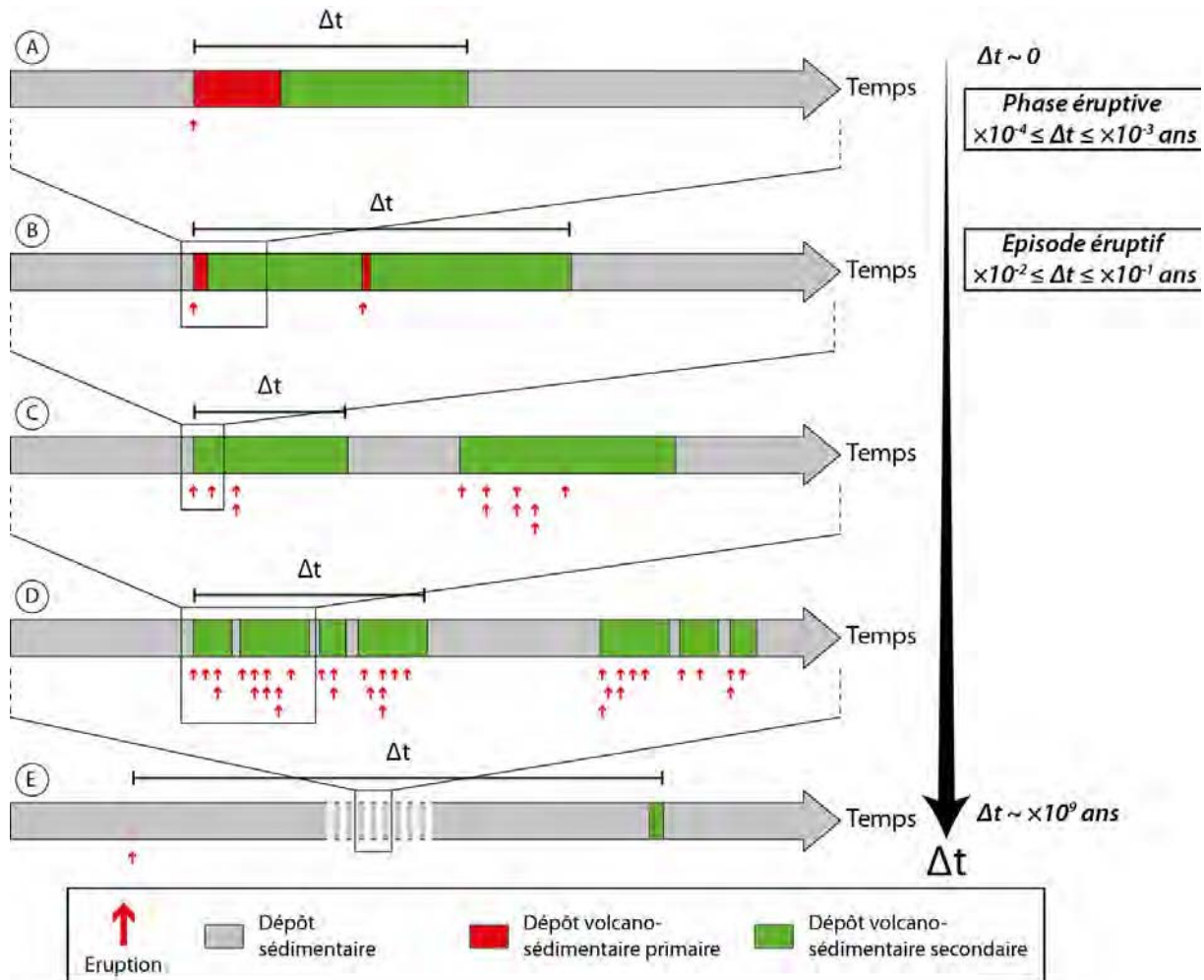


Figure 3.23. Caractérisation du volcanisme syn-sédimentaire des roches volcano-sédimentaires par l'échelle de temps du remaniement.

Différentes échelles de temps du remaniement peuvent être envisagées pour le volcanisme contemporain de la sédimentation (volcanisme syn-sédimentaire : cas a, b, c, d). Cela permet également de caractériser les roches volcano-sédimentaires qui proviennent du démantèlement de formations volcaniques anciennes et dont la mise en place n'est pas contemporaine d'un volcanisme actif (cas e).

Les différentes échelles de temps du remaniement présentées dans la Figure 3.23 correspondent aux différentes définitions des roches volcano-sédimentaires. Les définitions les plus strictes ne reconnaissent aucun remaniement possible. C'est le sens de la définition proposée par White et Houghton (2006) : seuls les dépôts volcano-sédimentaires primaires, en rouge dans la Figure 3.23, sont reconnus comme tels ; les autres dépôts, en vert et en gris sur la Figure 3.23, ne sont considérés que comme des roches sédimentaires classiques. D'autres définitions proposent une hiérarchie dans les échelles de temps du remaniement, partiellement calquée sur l'activité volcanique. Lorsque les dépôts sont directement associés à une éruption, l'échelle de temps du remaniement est celle de la phase éruptive (Figure 3.23A), d'une durée de quelques heures à quelques jours (Orton, 1996 ; Manville et al., 2009). Lorsque le remaniement

des volcanoclastes est directement influencé par les conditions hydrologiques et topographiques liées à l'activité volcanique, l'échelle de temps du remaniement est plus grande, de l'ordre de quelques mois (Orton, 1996 ; Manville et al., 2009) et correspond aux épisodes éruptifs (Figure 3.23B). A des échelles de temps encore plus grandes (Figure 3.23C et D), il devient impossible de faire la distinction entre plusieurs éruptions d'un même édifice volcanique (flèches rouges alignées sur une même ligne dans la Figure 3.23) ou plusieurs éruptions de plusieurs édifices volcaniques différents (flèches rouges sur des lignes différentes dans la Figure 3.23). Enfin, des échelles de temps du remaniement très grandes caractérisent des dépôts volcano-sédimentaires dont la mise en place n'est pas contemporaine d'un volcanisme actif (Figure 3.23E).

Ces exemples théoriques montrent que le caractère syn-sédimentaire du volcanisme correspond en réalité à un *continuum* entre des dépôts pour lesquels l'échelle de temps du remaniement est très courte et des durées de remaniement plus longues. Préciser à quelle échelle de temps le volcanisme est contemporain de la sédimentation permet de s'affranchir des différentes définitions du volcanisme syn-sédimentaire qui se basent sur une interprétation *a priori* sur l'origine et le mode de mise en place des volcanoclastes.

Le désavantage de l'utilisation de l'échelle de temps du remaniement réside dans la nécessité de connaître l'âge de l'éruption et l'âge de la sédimentation. L'utilisation de la géochronologie U-Pb sur zircons détritiques permet de cerner ces deux âges.

Dans le cas des formations volcano-sédimentaires de Luang Prabang pour lesquelles un volcanisme syn-sédimentaire a été mis en évidence (formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang), il est possible de préciser à quelle l'échelle de temps sédimentation et volcanisme sont contemporains (Figure 3.24).

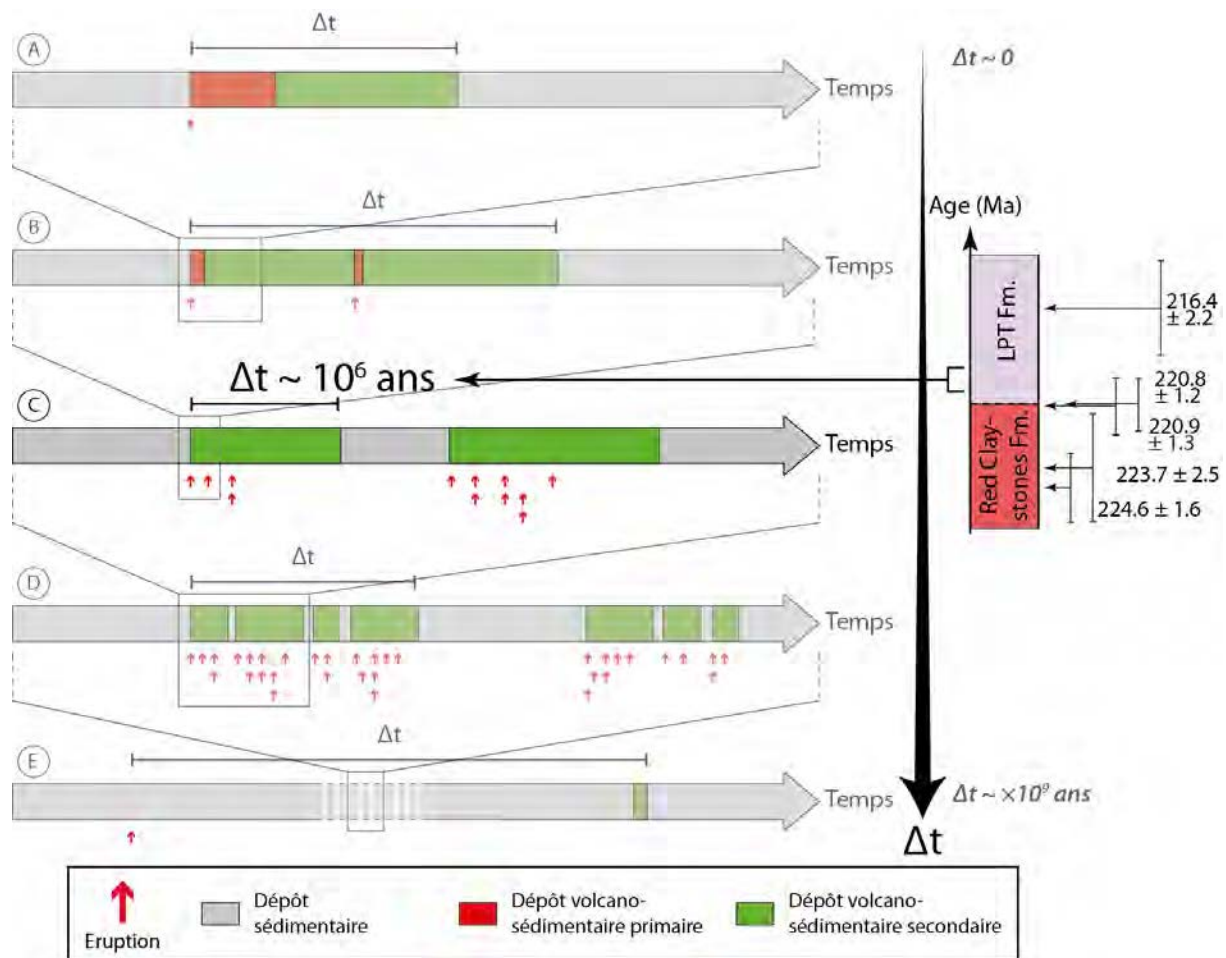


Figure 3.24. Echelle de temps associée au remaniement dans les formations du Bassin de Luang Prabang dans lesquelles a été identifié du volcanisme syn-sédimentaire.

LPT : Formation des Tuffites de Luang Prabang. Les âges (en Ma, incertitudes à 2σ) correspondent aux échantillons LP 57, 58, 100, 44 et 45 (Tableau 3.2). Voir le texte pour les explications.

Pour un ensemble de strates comprises entre deux échantillons datés, l'échelle de temps du remaniement (Δt) est donnée par l'âge maximum de dépôt obtenu sur l'échantillon le plus vieux (stratigraphiquement le plus bas) qui correspond à l'âge de la ou des éruptions si on admet l'origine volcanique des zircons (t_{volc}). L'âge de la sédimentation (t_{sed}) est quant à lui indiqué par l'âge maximum de dépôt obtenu sur l'échantillon daté situé stratigraphiquement immédiatement au-dessus de cet échantillon. Ainsi, l'échelle de temps du remaniement est, pour les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang, de l'ordre du million d'années. La résolution temporelle de cette échelle dépend des incertitudes analytiques liées à la technique de datation employée (LA-ICP-MS dans notre cas). Dans le meilleur des cas, l'ordre de grandeur de l'échelle de temps du remaniement est donc équivalent à l'ordre de grandeur des incertitudes analytiques de la méthode employée.

Dans la mesure où l'échelle de temps du remaniement est équivalente aux incertitudes sur les âges, l'âge de la sédimentation peut être considéré comme identique dans l'incertitude aux âges maximums de dépôt (à l'exception de l'échantillon le plus jeune), comme remarqué par Blanchard et al. (2013). Pour l'échantillon le plus jeune (LP 45 : $216,4 \pm 2,2$ Ma ; Tableau 3.2), l'échelle de temps du remaniement est, en toute rigueur, contrainte par l'âge de la sédimentation indiqué par les âges biostratigraphiques noriens obtenus dans la Formation sus jacente des Calcaires Marins

(Blanchard et al., 2013). Pour cet échantillon, l'échelle de temps du remaniement pourrait être au maximum de 8,8 Ma. Néanmoins, l'environnement de dépôt et les caractéristiques pétrographiques de cet échantillon, identiques à ceux des autres échantillons prélevés dans la Formation des Tuffites de Luang Prabang, laissent supposer que l'échelle de temps du remaniement est identique à celles des autres échantillons.

Pour la Formation des Argiles Violettes, l'absence de contraintes sur l'âge de la sédimentation autres que les âges maximums de dépôt obtenus ne permet pas de trancher en faveur d'un volcanisme contemporain de la sédimentation ou antérieur à la sédimentation. En effet, les fossiles retrouvés dans cette formation ne donnent pas de contrainte d'âge suffisamment fiable (cf. Chapitre 5).

3.2.2. Durée du volcanisme dans le Bassin de Luang Prabang

L'identification d'un volcanisme syn-sédimentaire d'une part, et la datation directe de galets de roche volcanique d'autre part, permettent de préciser la durée de l'activité volcanique dans et au voisinage du Bassin de Luang Prabang (Figure 3.25).

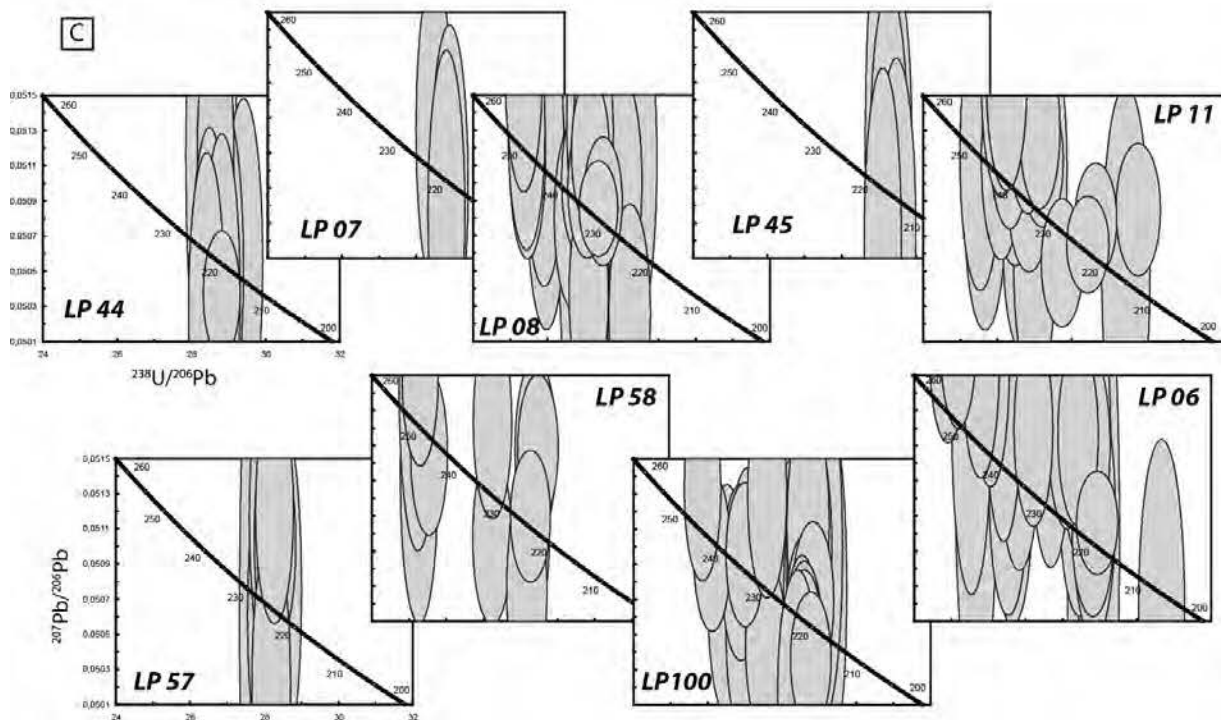
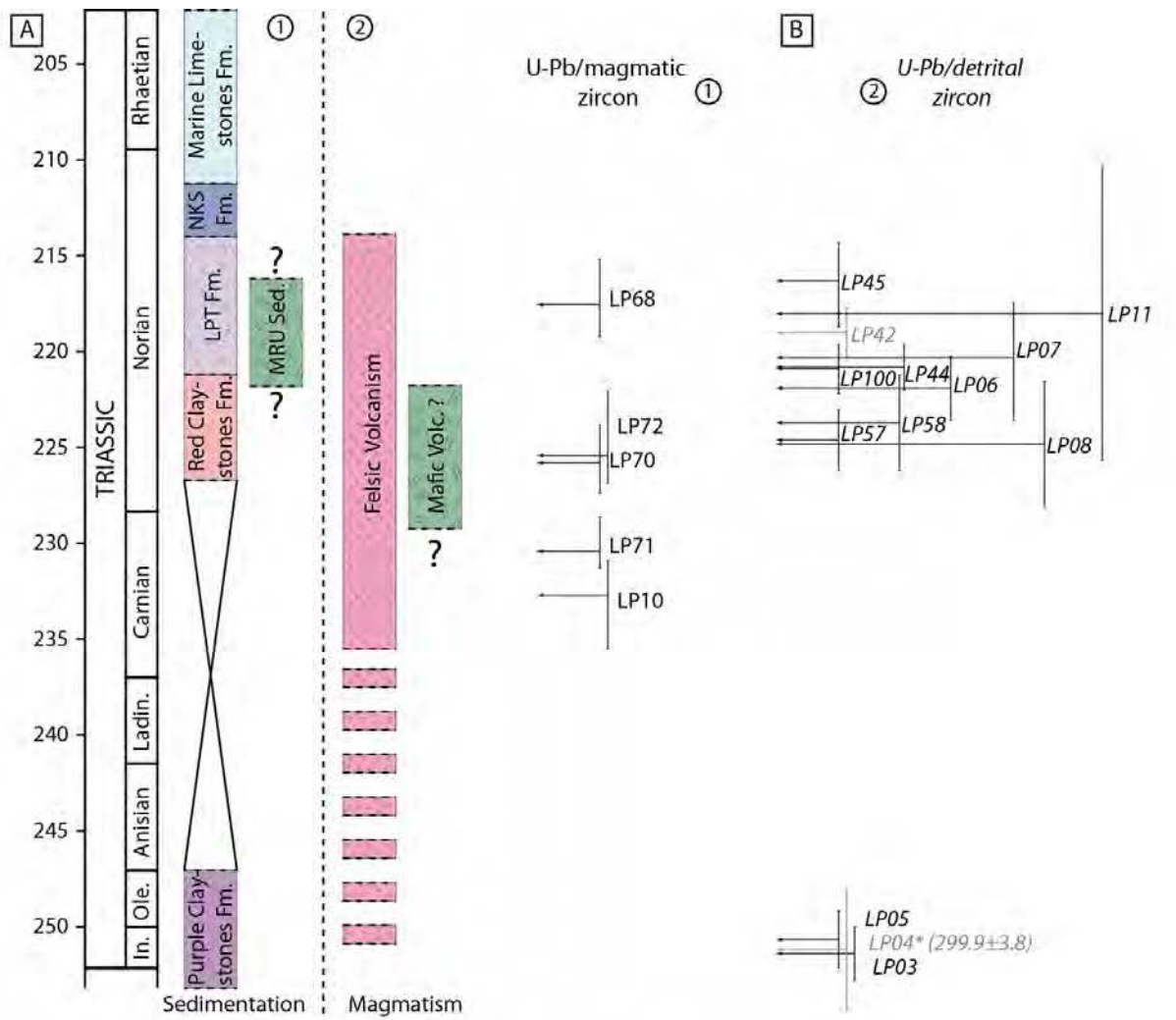
La durée du volcanisme felsique dans le Bassin de Luang Prabang est bien établie au Carnien et au Norien : le volcanisme est directement daté par les galets de roches volcaniques et par l'existence d'un volcanisme contemporain de la sédimentation pour lequel l'échelle de temps du remaniement est de l'ordre du Ma. Sans prendre en compte l'échantillon LP 11 (MSWD élevé), les **datations « directes » du volcanisme** s'étalent de $232,7 \pm 2,8/-1,8$ Ma (LP 10) à $216,4 \pm 2,2$ Ma (LP 45) ce qui représente une **durée du volcanisme comprise entre 12,3 Ma et 21,3 Ma**.

Figure 3.25 (page suivante). Durée du volcanisme dans le Bassin de Luang Prabang.

A. 1. Charte lithostratigraphique du Bassin de Luang Prabang. LPT Fm : Formation des Tuffites de Luang Prabang, NKS Fm : Formation des Grès de la Nam Khan, MRU sed. : roches volcano-sédimentaires de l'Unité des Roches Mafiques. In. : Induen, Ole. : Olénékien. 2. Durée du volcanisme felsique et mafique. L'existence du volcanisme au Carnien et au Norien dans le Bassin de Luang Prabang est démontrée par la datation des galets de roche volcanique (B.1.) et par la mise en évidence de l'existence d'un volcanisme syn-sédimentaire (B.2.). L'hypothèse d'un volcanisme entre ca. 250 Ma et l'âge des premiers galets de roche volcanique repose sur la présence de nombreux zircons dont l'âge varie depuis ca. 250 Ma jusqu'à l'âge maximum de dépôt dans les échantillons de roches volcano-sédimentaire (C).

B. 1. Ages U-Pb sur zircons magmatiques obtenus dans les échantillons de galets de roches volcaniques des niveaux conglomératiques des formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang. Les barres verticales correspondent à l'incertitude (asymétrique) sur ces âges (Tableau 3.2). 2. Ages maximums de dépôt U-Pb sur zircons détritiques obtenus dans les échantillons de roches volcano-sédimentaires. Pour l'échantillon LP 04, c'est l'âge du zircon le plus jeune qui est donné (incertitude à 1σ), l'âge maximum de dépôt selon les critères adoptés est donné entre parenthèses. L'âge maximum de dépôt pour l'échantillon LP 42 est défini avec une analyse concordante à 86 %. L'échantillon LP 68, prélevé dans la Formation des Argiles Rouges, est représenté par sa date *Tuff Zirc*. Son âge réel de cristallisation est probablement plus vieux que cette date.

C. Diagrammes Concordia Tera-Wasserburg pour les échantillons de roches volcano-sédimentaires des formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang. Pour plus de clarté, seules les analyses concordantes ($\geq 90\%$) sont représentées. Les ellipses sont dessinées à 1σ . Tous les diagrammes sont dessinés à la même échelle.



L'existence de nombreux zircons concordants dans la plupart des échantillons de roches volcano-sédimentaires des formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang suggère en outre qu'un magmatisme (le rapport Th/U de tous ces zircons est compatible avec une origine magmatique) existe dans la région de Luang Prabang depuis ca. 250 Ma. Les échantillons qui ne présentent pas l'ensemble de cette gamme d'âge (e.g. LP 07, LP 45) sont ceux pour lesquels les limites de détections sont les plus importantes ($LD_{1(pL=0,5)} = 11 \%$ et 16% , $LD_{3(pL=0,95)} = 73$ et 91% pour LP 45 et LP 07, respectivement).

La continuité des âges de ces zircons entre ca. 250 Ma et l'âge maximum de dépôt suggère un magmatisme continu depuis 250 Ma. Les données pétrographiques et géochimiques (cf. section 4) sont cohérentes avec un magmatisme felsique. Compte tenu du fait que l'échantillon daté le plus jeune a été prélevé au moins 500 mètres en dessous du sommet de la Formation des Tuffites de Luang Prabang (Figure 3.22), une estimation raisonnable de la **durée du volcanisme dans le Bassin de Luang Prabang et de sa région est d'environ 35 Ma.**

L'âge (et *a fortiori* la durée) du volcanisme mafique est en revanche beaucoup moins bien établi. L'étude pétrographique (cf. section 2.4.) et géochimique (cf. section 4) des roches volcano-sédimentaires de l'Unité des Roches Mafiques indique que celles-ci proviennent, en partie au moins, du démantèlement des roches volcaniques de cette même unité. L'âge maximum de dépôt obtenu dans un échantillon de roches volcano-sédimentaires (LP 42 : $219,0 \pm 1,3$ Ma) indique donc que ces roches volcaniques étaient en place avant $219,0 \pm 1,3$ Ma ou à $219,0 \pm 1,3$ Ma.

3.3. Comparaison des distributions d'âges

3.3.1. Investigations préliminaires : comparaison des différentes méthodes employées

3.3.1.1. Comparaison des notions de distance

Les différentes notions de distance utilisées (recouvrement, similarité : Gehrels, 2000 ; distance L^2 : Sircombe et Hazelton, 2004, cf. Chapitre 2) sont comparées à partir des distributions des âges concordants ($90 \% \leq \text{concordance} \leq 110 \%$) d'échantillons dont la position stratigraphique est connue *a priori*. La connaissance de la stratigraphie permet d'estimer la pertinence de ces notions de distance.

Pour établir ces comparaisons, le même algorithme de regroupement est utilisé dans chacun des cas, le Neighbor Joining (NJ). La similarité et le recouvrement (cf. Chapitre 2) sont calculés à partir de la routine Excel mise à disposition par G.E. Gehrels (www.laserchron.org), qui peut calculer ces distances pour 10 échantillons simultanément. Pour le calcul de distance de la similarité et du recouvrement, sur les 11 échantillons dont l'appartenance stratigraphique est connue *a priori*, un échantillon a donc été écarté. Il s'agit de l'échantillon LP 07, qui dispose seulement de quatre données concordantes (Tableau 3.2). Pour les arbres dessinés à partir de la distance L^2 , pour laquelle un programme spécifique a été conçu (cf. Chapitre 2 et Annexe 2.7) tous les échantillons ont été pris en compte. L'Unité des Roches Mafiques n'ayant donné qu'un échantillon pour lequel seules deux analyses sont concordantes, elle n'a pas été incluse dans ces comparaisons des distributions d'âges. En effet, un seul échantillon définira

toujours un groupe (ne contenant qu'un seul membre), ce qui n'apporte pas beaucoup d'information. Lorsque cet échantillon est inclus (distance L^2), il est apparenté au cluster de la Formation des Tuffites de Luang Prabang (résultat non présenté). L'intégration de cet échantillon engendre une distorsion légèrement plus importante entre les distances dans la matrice de distance et celles obtenues après l'application de l'algorithme de regroupement (NJ ici), rendant ainsi l'arbre légèrement moins fiable (coefficient de distorsion de 1,57 contre 1,55 sans prendre en compte cet échantillon, Figure 3.26). Les regroupements obtenus après la mesure des trois notions de distance sont présentés dans la Figure 3.26.

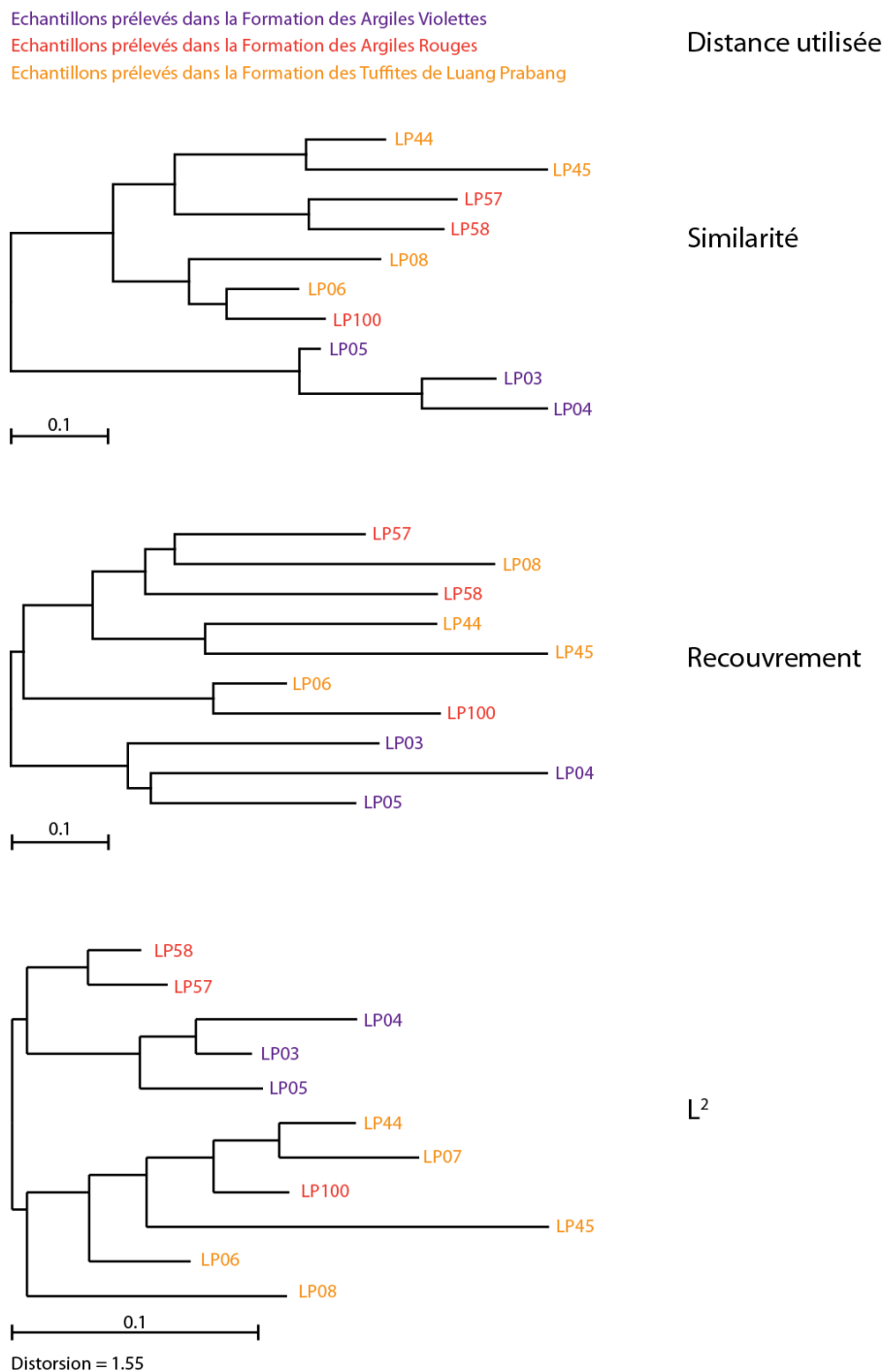


Figure 3.26. Regroupements obtenus par trois méthodes de mesure des distances entre des distributions d'âge.

Les couleurs correspondent aux formations échantillonnées. La barre d'échelle représente la distance dans les arbres, seule la distance horizontale doit être prise en compte (les liens verticaux ne servent qu'à visualiser les relations entre les groupes). Pour l'arbre obtenu en utilisant la distance L^2 , le coefficient de distorsion (entre les distances dans la matrice et les distances dans l'arbre) est indiqué. Plus ce coefficient est proche de 1, moins la distorsion est importante.

Deux échantillons (LP 57 et 58) appartenant à la Formation des Argiles Rouges sont regroupés ensemble par la similarité et la distance L^2 . En revanche, l'échantillon LP 100, qui appartient à la même formation est systématiquement regroupé avec des échantillons de la Formation des Tuffites de Luang Prabang. L'absence de regroupement des échantillons LP 57, 58 et 100 dans un même cluster peut résulter de l'existence de sources distinctes pour les zircons détritiques et/ou de biais naturel et/ou analytiques (cf. Annexe 2.8).

La similarité et le recouvrement opèrent le regroupement des échantillons appartenant aux formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang dans un même cluster. Avec la distance L^2 , les échantillons LP 57 et 58 forment un cluster (qui est lui-même plus proche du cluster « Argiles Violettes » que de celui des autres échantillons) et l'échantillon LP 100 est regroupé avec les autres échantillons de la Formation des Tuffites de Luang Prabang. La distance L^2 permet ainsi d'obtenir 3 clusters correspondant, respectivement, à la Formation des Argiles Rouges, à la Formation des Argiles Violettes et à la Formation des Tuffites de Luang Prabang plus un échantillon appartenant à la Formation des Argiles Rouges (LP 100).

La différence de topologie entre les arbres obtenus avec la similarité et le recouvrement d'une part et la distance L^2 d'autre part n'est pas un artéfact engendré par la prise en compte d'un plus grand nombre d'échantillons pour l'arbre réalisé avec la distance L^2 : sans l'échantillon LP 07, la topologie de l'arbre est conservée (hormis le fait que LP 44 devient plus proche de LP 100 en raison de l'absence de LP 07) et la distorsion est identique (Figure 3.27).

Les échantillons LP 05 et LP 06 présentent respectivement 3 et 1 analyses concordantes donnant des âges plus jeunes que les âges maximums de dépôt (cf. Figure 3.10 pour l'échantillon LP 05 et Figure 3.13 pour l'échantillon LP 06). Ces âges sont inclus dans les données utilisées pour calculer les distances ayant servi à dessiner les arbres présentés dans la Figure 3.26. En retirant ces quatre analyses, la topologie des arbres obtenue est identique (avec la distance L^2) mais la distorsion augmente (1,63 ; non présenté).

Ces investigations préliminaires montrent que :

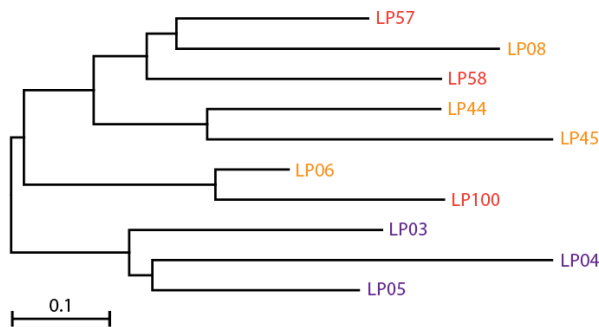
- La comparaison quantitative des distributions d'âges, associée à une méthode de regroupement hiérarchique, permet en général de retrouver l'appartenance stratigraphique (connue *a priori*) des échantillons étudiés.
- Ces méthodes de comparaison sont néanmoins sujettes à des biais, qui peuvent être liés à des processus sédimentaires naturels et/ou analytiques (cf. Annexe 2.8 et, potentiellement, échantillon LP 100).

3.3.1.2. Comparaison des algorithmes de regroupement

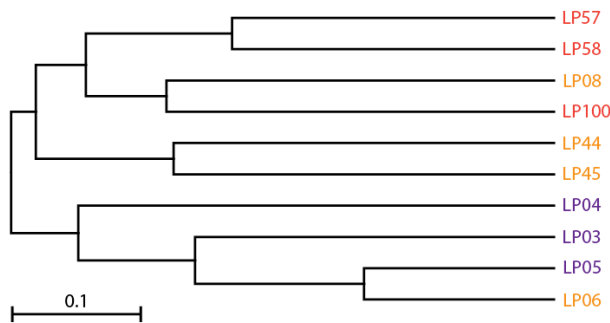
De nombreux algorithmes peuvent être utilisés pour effectuer des regroupements hiérarchiques (e.g. Desper et Gascuel, 2005 ; Pritchard et al., 2009). Deux d'entre eux, l'UPGMA (*Unweighted Pair Group Method using arithmetic Averages*) et le NJ (*Neighbor Joining*, Saitou et Nei, 1987), communément utilisés pour effectuer des reconstitutions phylogénétiques, sont comparés ici (Figure 3.27).

Echantillons prélevés dans la Formation des Argiles Violettes
 Echantillons prélevés dans la Formation des Argiles Rouges
 Echantillons prélevés dans la Formation des Tuffites de Luang Prabang

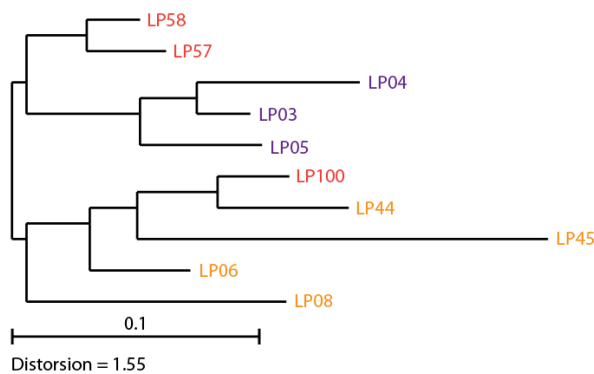
Distance, algorithme
 de regroupement



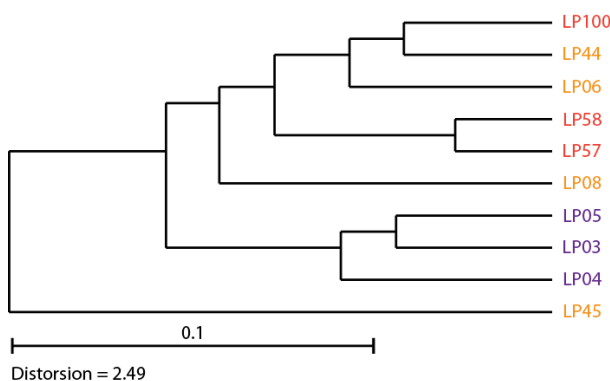
Recouvrement, NJ



Recouvrement, UPGMA



L^2 , NJ



L^2 , UPGMA

Figure 3.27. Influence de l'algorithme sur le regroupement opéré.

NJ : *Neighbor Joining*, UPGMA : *Unweighted Pair Group Method using arithmetic Averages*.

La comparaison de ces arbres montre que l'algorithme de regroupement utilisé peut influencer de manière significative sur la topologie des arbres. Sur les différents exemples analysés (non présentés), il existe des différences importantes de topologie entre les arbres obtenus par UPGMA ou NJ via la distance L^2 . Des différences de

topologie des arbres obtenus par UPGMA ou NJ via la similarité ou le recouvrement sont parfois observées (Figure 3.27) mais sont plus rares.

D'une manière générale, la distorsion est plus importante (c'est le cas dans tous les exemples étudiés à ce jour) lorsque le regroupement est obtenu par application de l'UPGMA par rapport aux regroupements obtenus par l'application de NJ. Les différents exemples montrent que lorsque la distorsion est supérieure à 2, l'arbre obtenu comporte beaucoup d'erreurs par rapport à l'appartenance stratigraphique des échantillons connue *a priori*. Lors de l'utilisation de la distance L^2 , la distorsion est en général supérieure à 2 quand l'algorithme UPGMA est appliqué. Ce dernier suppose que les distances mesurées soient ultramétriques (cf. Chapitre 2). Si cette condition était parfaitement respectée, la distorsion devrait être égale à 1 (i.e. pas de distorsion). L'algorithme NJ ne fait pas cette supposition, et son application conduit à une moindre distorsion des distances. Il est donc recommandé d'utiliser l'algorithme NJ plutôt que l'UPGMA pour effectuer les regroupements.

3.3.2. Application : corrélations stratigraphiques

Au cours des missions d'échantillonnage réalisées dans le Bassin de Luang Prabang, deux échantillons, LP 10 (galet de roche volcanique) et LP 11 (roche volcano-sédimentaire), ont été prélevés dans la Nappe de Luang Prabang (mise en évidence par Bush et al., 1996 ; Figure 3.2). L'appartenance stratigraphique de ces échantillons est jusqu'alors incertaine.

Les caractéristiques pétrographiques de l'échantillon LP 11 pourraient le rattacher soit à la Formation des Argiles Violettes, soit à celle des Argiles Rouges, soit à celle des Tuffites de Luang Prabang (cf. section 2.3.). Les caractéristiques pétrographiques de cet échantillon sont en revanche nettement différentes de celles affichées par les échantillons appartenant à l'Unité des Roches Mafiques. L'âge maximum de dépôt obtenu sur cet échantillon, de $218,0 \pm 7,7$ Ma ($N = 4$, MSWD = 2,7), semble exclure son appartenance à la Formation des Argiles Violettes, mais reste compatible avec les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang.

Le galet de roche volcanique (LP 10) prélevé dans le voisinage immédiat de l'échantillon LP 11, est daté à $232,7 +2,8/-1,8$ Ma ($N = 33$, âge *Tuff Zirc*) et ne permet pas non plus de rattacher ces deux échantillons à l'une ou l'autre de ces deux formations (Argiles Rouges ou Tuffites de Luang Prabang). La comparaison de la distribution d'âges de l'échantillon LP 11 avec celles des échantillons de roches volcano-sédimentaires dont l'appartenance stratigraphique est connue peut apporter des indications sur sa position. Les distributions d'âge des différents échantillons sont comparées en utilisant les distances L^2 et similarité puis en opérant un regroupement hiérarchique avec l'algorithme NJ. Les mesures de similarité étant limitées à dix échantillons, le jeu de données sélectionnées pour les comparaisons exclut les échantillons LP 07 et LP 45, qui comportent le moins d'analyses concordantes (respectivement 4 et 6). Le même jeu de données a été comparé en utilisant la distance L^2 . Le programme utilisé pour les comparaisons utilisant la distance L^2 n'étant pas limité par le nombre d'échantillons, un jeu de données comportant l'ensemble des échantillons a donc été utilisé. Celui-ci comprend notamment l'échantillon LP 42, dont seules deux analyses sont concordantes. Une autre comparaison sans cet échantillon a donc été réalisée (Figure 3.28).

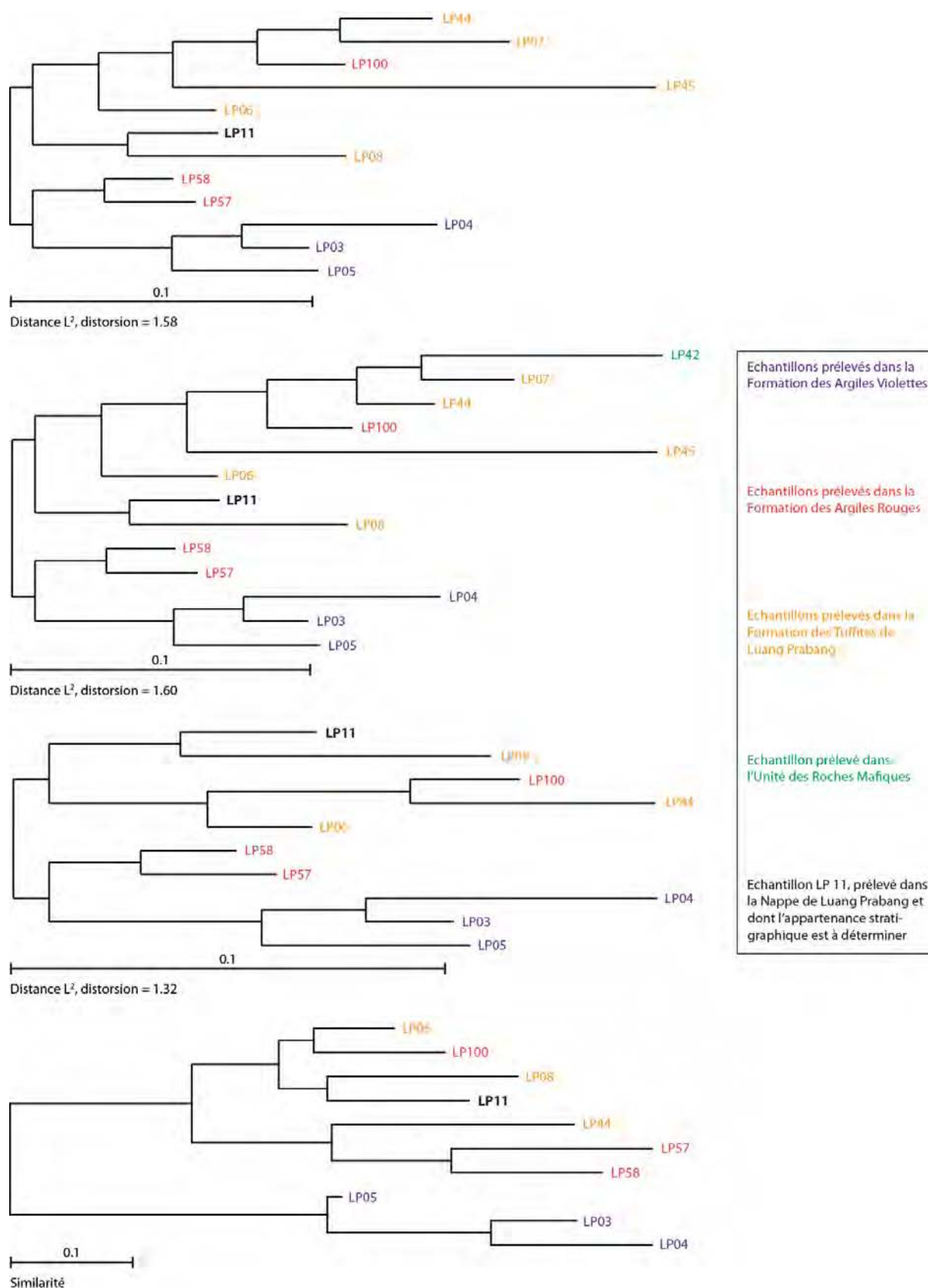


Figure 3.28. Corrélations stratigraphiques à partir des distributions d'âges. Ces arbres sont réalisés en effectuant des regroupements à partir de l'algorithme NJ. Les trois premiers arbres sont obtenus en utilisant la distance L^2 , le quatrième en utilisant la similarité.

Tous les regroupements réalisés, avec deux distances différentes, placent l'échantillon LP 11 dans l'ensemble «Tuffites de Luang Prabang et échantillon LP 100 ». Les deux derniers arbres (Figure 3.28), réalisés à partir du même jeu de données mais avec des notions de distance différentes ont des topologies différentes mais regroupent tous les deux l'échantillon LP 11 avec l'échantillons LP 08 appartenant aux Tuffites de Luang Prabang. L'arbre réalisé en incluant tous les échantillons, y compris l'échantillon LP 42 (Unité des Roches Mafiques, deux analyses concordantes), montre que l'échantillon LP 11 est plus proche d'échantillons appartenant à la Formation des Tuffites de Luang Prabang que des autres formations répertoriées dans le Bassin de Luang Prabang. La prise en compte de l'échantillon LP 42 engendre une distorsion relativement importante, qui diminue lorsque les échantillons présentant peu d'analyses concordantes (LP 42, 07 et 45) ne sont pas inclus.

Le rattachement de l'échantillon LP 11 au cluster comportant l'ensemble des échantillons de la Formation des Tuffites de Luang Prabang et LP 100 suggère que l'échantillon LP 11 appartienne à cette formation. Néanmoins, la présence dans ce cluster d'un échantillon provenant de la Formation des Argiles Rouges (LP 100) montre que ce regroupement pourrait également résulter de sources distinctes et/ou de biais (naturels et/ou analytiques). Des investigations complémentaires sont donc requises pour confirmer l'attribution provisoire des échantillons LP 10 et LP 11 à la Formation des Tuffites de Luang Prabang plutôt qu'à la Formation des Argiles Rouges.

4. Analyses géochimiques

Les compositions chimiques des roches magmatiques et sédimentaires dépendent, au moins en partie, du contexte géodynamique dans lequel elles sont mises en place (e.g. Pearce et Cann, 1973 ; Roser et Korsch, 1986 ; McLennan et al., 1993 ; Rollinson, 1993). Ces liens entre signature géochimique et contexte géodynamique sont liés à l'existence de processus pétrogénétiques différents dans les différents contextes géodynamiques. Dix-huit échantillons prélevés dans les formations du Bassin de Luang Prabang (Tableau 3.4) ont été analysés afin d'identifier leur contexte de mise en place. L'ensemble des données géochimiques des échantillons analysés est disponible en Annexe 3.3.

Tableau 3.4. Types et appartenance stratigraphique des échantillons ayant fait l'objet d'analyses géochimiques.

Formation/Unité	Type de roche	Echantillons
Unité des Roches Mafiques	Magmatique, en place	LP 22, 23, 24, 25
	Volcano-sédimentaire	LP 32, 34, 35, 38, 40, 41, 42, 66
Formation des Argiles Rouges	Magmatique, galet prélevé dans un niveau conglomératique	LP 68
	Volcano-sédimentaire	LP 59
Formation des Tuffites de Luang Prabang	Magmatique, galet prélevé dans un niveau conglomératique	LP 70
	Volcano-sédimentaire	LP 07, 44, 45
Les résultats des analyses (effectuées par le CRPG/SARM, Nancy) sont présentés dans l'Annexe 3.3. La localisation de chacun de ces échantillons est indiquée sur la carte Figure 3.2.		

En raison de leurs similarités géochimiques, les échantillons de roches volcano-sédimentaires prélevés dans les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang (AR-TLP) sont présentés et discutés ensemble. Il en va de même pour les deux galets de roches volcaniques prélevés dans des niveaux conglomératiques de ces formations.

4.1. Caractérisation de l'altération

L'altération, hydrothermale ou météorique, est susceptible de modifier la composition des roches (e.g. Rollinson, 1993). Si la modification de la composition chimique des particules sédimentaires fait partie intégrante du processus sédimentaire, l'altération des roches magmatiques peut potentiellement compromettre leur identification ou masquer les affinités géochimiques initiales des magmas. L'étude pétrographique des différents échantillons de roche magmatique (cf. section 2) a par ailleurs révélé que la plupart des échantillons sont altérés à des degrés divers. Outre les altérations hydrothermales susceptibles d'affecter toute roche volcanique, des indices de développement de paléosols ont été repérés dans plusieurs échantillons de roches volcano-sédimentaires.

La caractérisation d'un faible degré d'altération est classiquement déduite de l'absence de corrélation entre la concentration en un élément et un marqueur de l'altération telle que la perte au feu (bien que celle-ci ne constitue pas systématiquement le meilleur marqueur de l'altération, Duzgoren-Aydin et al., 2002). Une autre possibilité consiste à considérer deux éléments incompatibles : si ces deux éléments sont restés immobiles (i.e. l'altération n'a pas affecté les concentrations en ces éléments), leurs concentrations respectives doivent être bien corrélées (Cann, 1970 ; Hastie et al., 2007). Ces méthodes classiques de caractérisation de l'altération se basent sur des corrélations, et nécessitent donc un nombre d'échantillons suffisant (et dont le cogénétisme est connu *a priori*) pour avoir une validité statistique. Le faible nombre d'échantillons disponibles dans cette étude et le fait que certains d'entre eux soient des galets (donc remaniés et dont le cogénétisme peut être remis en cause) rend impossible une caractérisation de l'altération par ces procédés.

Compte tenu de ces limitations, l'intensité de l'altération est estimée qualitativement à partir de l'analyse pétrographique et de la perte au feu (PF). Celle-ci est comprise entre 2,09 % et 4,99 % (Annexe 3.3) et est supérieure à la limite de 2,5 % classiquement admise pour les roches non altérées (Le Maitre et al., 2002) pour 5 échantillons de roche magmatique sur 6. L'analyse pétrographique du seul échantillon pour lequel $PF < 2,5 \%$ (LP 25) montre que celui-ci comporte de nombreuses micro-veines de quartz et des signes évidents d'altération (plagioclases altérés, chlorites secondaires, cf. Figure 3.7D). En conséquence, les interprétations des données géochimiques sont basées sur des éléments classiquement considérés (e.g. Rollinson, 1993) comme immobiles (i.e. les HFSE²⁹ et REE³⁰). L'immobilité réputée de certains éléments, notamment dans les processus pédogéniques, dont l'étude pétrographique suggère l'existence à proximité de certains échantillons analysés, est néanmoins remise en question. La mobilité du Y (Hill et al., 2000) et de l'Al (Kurtz et al., 2000) a par exemple été démontrée pour des échantillons de roches volcaniques soumises à des processus pédogéniques. Le Ti, Nb et Ta semblent en revanche immobiles dans ces conditions (Hill et al., 2000 ; Kurtz et al., 2000). La mobilité des REE a également été mise en évidence à de nombreuses reprises dans différents contextes pédogéniques (Braun et al., 1990 ; Marsh, 1991 ; Cotten et al., 1995 ; Aubert et al., 2001 ; Dequincey et

²⁹ *High Field Strength Elements* (éléments à fort potentiel ionique).

³⁰ *Rare Earth Elements* (Terres Rares ou Lanthanides).

al., 2006 ; Ndjigui et al., 2009) ou d'altération hydrothermale (Förster, 2000 ; Middleton et al., 2013). Cela impose une prudence particulière dans les interprétations tirées des analyses des concentrations de ces éléments, bien que généralement supposés immobiles.

4.2. Caractéristiques géochimiques

4.2.1. Roches magmatiques

4.2.1.1. Généralités

Les galets de roche volcanique prélevés dans les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang (AR-TLP), d'une part, et les roches volcaniques prélevées dans l'Unité des Roches Mafiques (URM), d'autre part, forment deux groupes distincts sur la base de leurs teneurs en SiO_2 et alcalins notamment (Figure 3.29). Les échantillons de l'URM présentent des teneurs en SiO_2 (base anhydre) $< 58,6$ % tandis que celles-ci sont $> 63,4$ % pour les échantillons des AR-TLP.

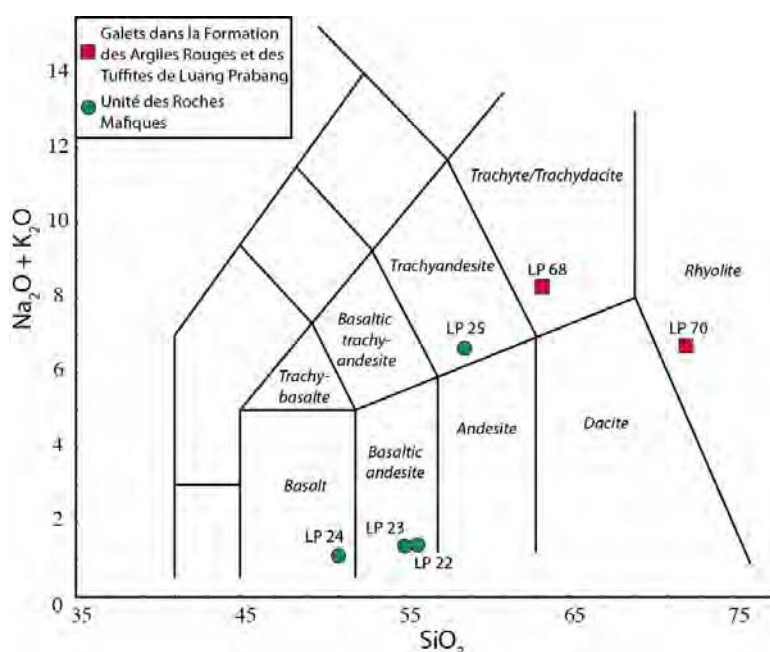


Figure 3.29. Diagramme de la teneur en alcalins en fonction de la teneur en SiO_2 (TAS, Le Maitre et al., 2002).

Ce diagramme est donné à titre d'illustration, l'altération de ces échantillons impose l'utilisation d'autres diagrammes de classification.

L'utilisation de ce diagramme de classification est donnée ici à titre d'illustration dans la mesure où les PF pour des échantillons sont $> 2,5$ %, sauf pour l'échantillon LP 25. Néanmoins, ce dernier présente des signes évidents d'altération. En particulier, la position de ce point dans ce diagramme est sujette à caution compte tenu de la présence de micro-veines de quartz. La position de l'échantillon LP 24 est cohérente avec les observations pétrographiques. Des diagrammes de classification basés sur des éléments moins mobiles sont donc employés pour caractériser ces roches volcaniques (Figure 3.30, Winchester et Floyd, 1977).

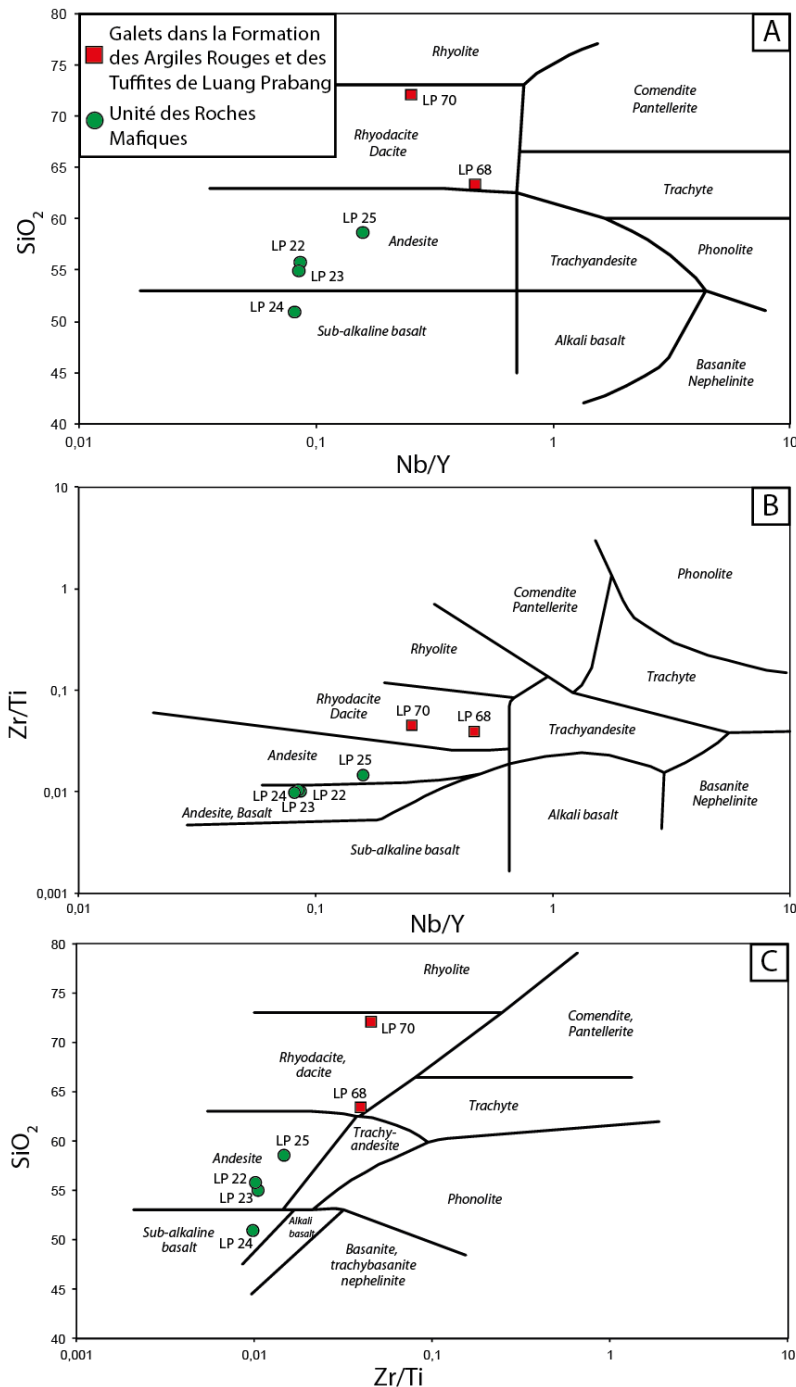


Figure 3.30. Diagrammes de classification basés sur des éléments peu mobiles (Winchester et Floyd, 1977).

La répartition des échantillons analysés dans ces diagrammes montre que les roches de l'URM sont des basaltes et des andésites tandis que les roches des AR-TLP sont des dacites ou rhyodacites. Ceci demeure globalement compatible avec les observations pétrographiques. La présence de veines de quartz (et calcite, cf. section 2.4.1) est à l'origine du décalage des points vers une composition plus felsique dans les diagrammes A et C (Figure 3.30, diagrammes avec SiO_2 en ordonnée). Les valeurs des rapports Nb/Y, compris entre 0,25 et 0,47 pour les galets des AR-TLP et entre 0,08 et 0,16 pour les basaltes de l'URM, indiquent que tous ces échantillons appartiennent à une série sub-alkaline.

La distinction entre les roches de l'URM et des AR-TLP est clairement visible sur des spectres en REY (Y inséré entre Dy et Ho) et sur des spectres multi-élémentaires (Figure 3.31).

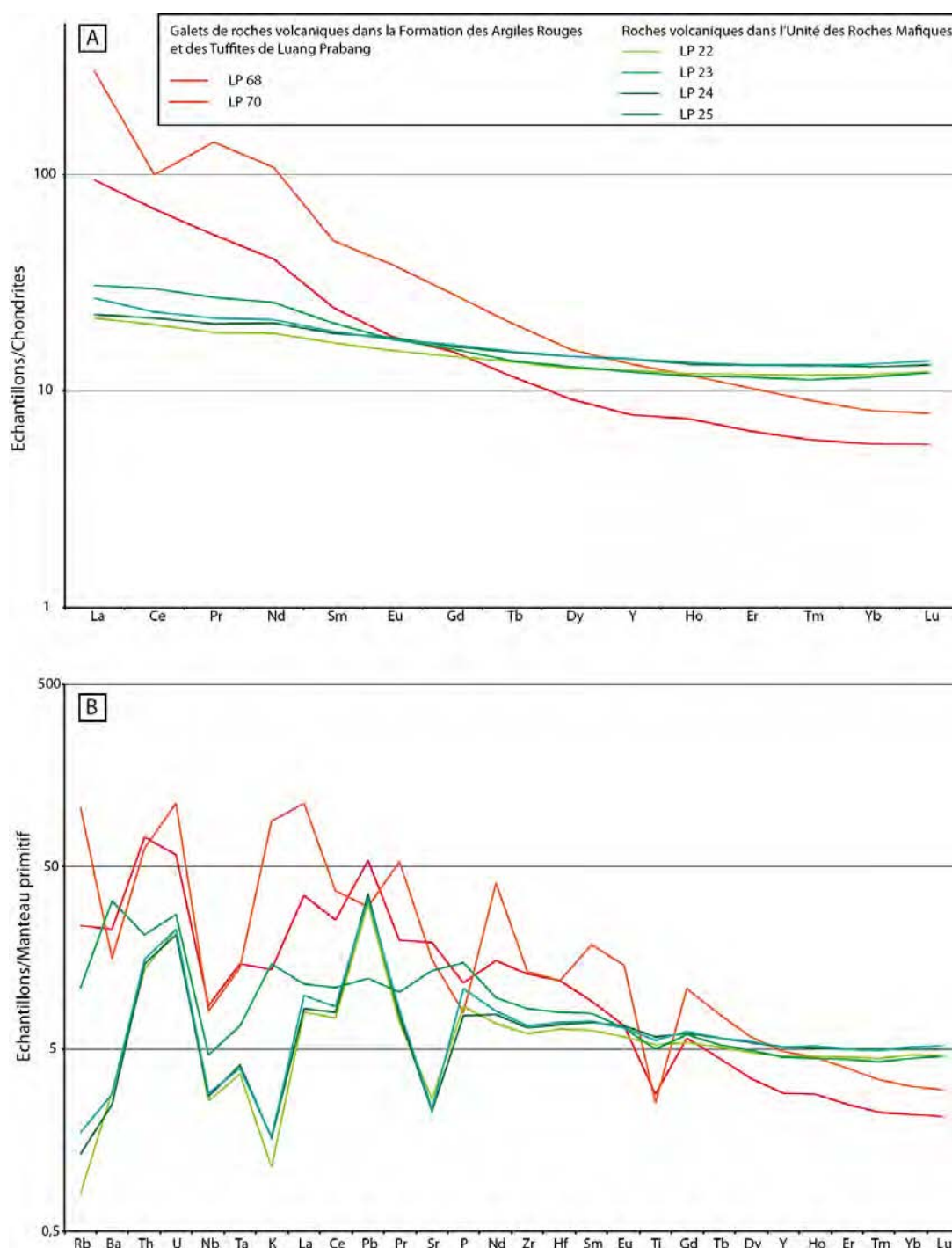


Figure 3.31. Spectres en REY (A) normalisés aux chondrites et multi-élémentaires (B) normalisés au manteau primitif des roches volcaniques du Bassin de Luang Prabang.

Valeurs de normalisation : Sun S.-S. et McDonough, 1989. NB : l'échantillon LP 70 présente une anomalie négative en Ce et aucune anomalie en Y. Ces points sont discutés en Annexe 3.4.

Les échantillons des AR-TLP sont caractérisés par un fort enrichissement en REE légères (LREE) et un enrichissement moindre en REE lourdes (HREE), avec des rapports $(La/Yb)_N$ importants (16,6 pour LP 68 et 37,1 pour LP 70) et des rapports $(Gd/Yb)_N$ plus

faibles (2,7 et 3,5 respectivement). Ces forts fractionnements en HREE par rapport aux LREE sont compatibles avec la présence probable de phénocristaux de hornblende dans les échantillons (Figure 3.7) et/ou la présence de grenat dans la source (e.g. Rollinson, 1993). L'altération de ces échantillons nécessite néanmoins une certaine prudence dans l'interprétation des spectres. L'échantillon LP 70 est par ailleurs marqué par une anomalie négative en Ce prononcée ($Ce/Ce^* = 0,48$). La signification de cette anomalie, ici interprétée comme le résultat d'une accumulation en REE dans cet échantillon, est discutée en Annexe 3.4. L'absence d'anomalie en Eu malgré la présence de nombreux phénocristaux de plagioclases dans ces échantillons suggère un magma oxydant. L'allure générale des spectres des échantillons des ART-TLP est typique de magmas calco-alcalins d'arc (e.g. Baggerman et DeBari, 2011) ou tardi-orogénique (e.g. Morris et al., 2000).

Les diagrammes multi-élémentaires des échantillons des AR-TLP montrent un enrichissement en LILE³¹ et HFSE par rapport au manteau primitif et des anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti. Ces enrichissements et anomalies sont typiques de magmas mis en place dans les zones de subduction, mais peuvent se retrouver également dans les magmas mis en place en contexte tardi-orogénique (e.g. Morris et al., 2000).

Les teneurs en REE des échantillons de l'URM sont supérieures à 10 fois celles des chondrites. Les spectres sont légèrement enrichis en REE mais ont des pentes beaucoup moins importantes, caractérisées par des rapports $(La/Yb)_N$ compris entre 1,7 et 2,7. Ces spectres sont également caractérisés par des rapports $(Gd/Yb)_N$ proches de l'unité, compris entre 1,2 et 1,4. Ces caractéristiques sont identiques à celles des tholéiites d'arc (e.g. Ohba et al., 2009). Les spectres concernant l'échantillon LP 25 d'une part et LP 22, 23 et 24 ont des allures nettement différentes pour les éléments allant du Rb au P. Cette différence peut résulter soit de processus pétrogénétiques différents, soit d'une altération différente, soit d'une combinaison de ces deux processus. Les anomalies négatives en Nb et Ti (bien que moins marquées que pour les échantillons des AR-TLP) se retrouvent également pour ces échantillons. Il n'y a en revanche pas d'anomalie en P.

Les séries de différenciation de ces roches sub-alcalines peuvent être distinguées sur un diagramme AFM (Figure 3.32). La construction de ce diagramme se base en particulier sur les concentrations en alcalins (mobiles).

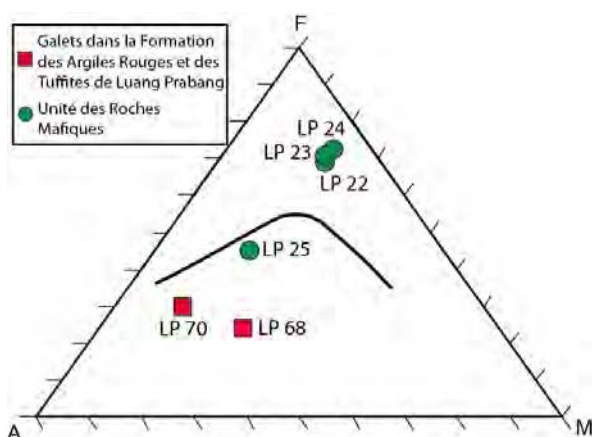


Figure 3.32. Diagramme AFM pour les échantillons de roches volcaniques du Bassin de Luang Prabang.

³¹ LILE : *Large Ion Lithophile Element*

La limite entre les séries calco-alcaline et tholéiitique est celle proposée par Irvine et Baragar (1971).

Ce diagramme suggère que les dacites des AR-TLP appartiennent à la série calco-alcaline tandis que les basaltes de l'URM appartiennent à la série tholéiitique. L'échantillon LP 25 se localise néanmoins dans le champs de la série calco-alcaline. Cela peut s'expliquer par un enrichissement relatif en alcalins et un appauvrissement relatif en Fe par rapport aux autres échantillons de l'URM. Un autre diagramme, basé sur le Th et le Co (supposés moins mobiles), est parfois utilisé pour distinguer les séries calco-alcaline et tholéiitique (Hastie et al., 2007 ; Figure 3.33).

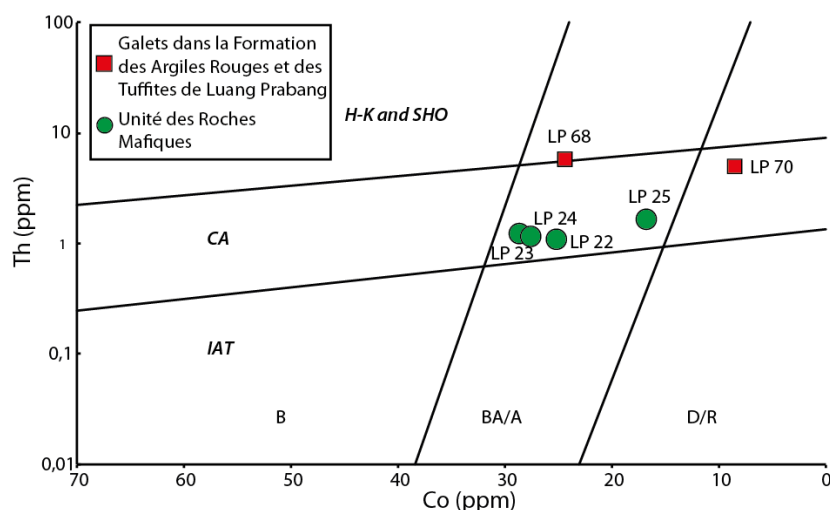


Figure 3.33. Diagramme Th-Co (Hastie et al., 2007) de discrimination des séries hyper-alcaline, calco-alcaline et tholéiitique d'arc.

IAT: *Island Arc Tholeiite*, CA: *Calc-Alcaline*, H-K and SHO: *High K calc-alkaline and shoshonitic field*, B: *Basalts*, BA/A: *Basaltic Andsite/Andesite*, D/R: *Dacite/Rhyolite*.

Ce diagramme confirme l'appartenance des dacites des AR-TLP à la série calco-alcaline mais donne des indications contradictoires avec celles déduites de la position des points des basaltes de l'URM dans le diagramme AFM (Figure 3.32). Ces contradictions peuvent s'expliquer soit par l'altération, soit par le taux de réussite de ce diagramme dans la classification correcte des échantillons. En raison de l'altération subie par ces échantillons, le diagramme de Hastie et al. (2007) pourrait sembler plus approprié, mais la mobilité du Co comme du Th pendant les processus d'altération a été mise en évidence (e.g. Dequincey et al., 2006 ; Kurtz et al., 2000). Les taux de réussite des diagrammes AFM comme du diagramme de Hastie et al. (2007), de 80 % pour une classification correcte dans les séries tholéiitique et calco-alcaline, peut également être une raison des incohérences observées entre ces deux diagrammes. Les spectres en REE et Y des échantillons de l'URM ont par ailleurs une allure plus proche de ceux montrés par les tholéiites d'arc que ceux des séries calco-alcalines classiques (Figure 3.31A).

4.2.1.2. Roches volcaniques de l'Unité des Roches Mafiques

Les tendances observées sur des diagrammes de Harker (ou pseudo-Harker, dans lesquels la teneur en SiO₂ est remplacée par celle en Zr, qui donne des informations équivalentes mais qui est supposé moins mobile pendant l'altération) permettent de préciser quelques caractéristiques du magma à l'origine des roches volcaniques de l'URM (Figure 3.34).

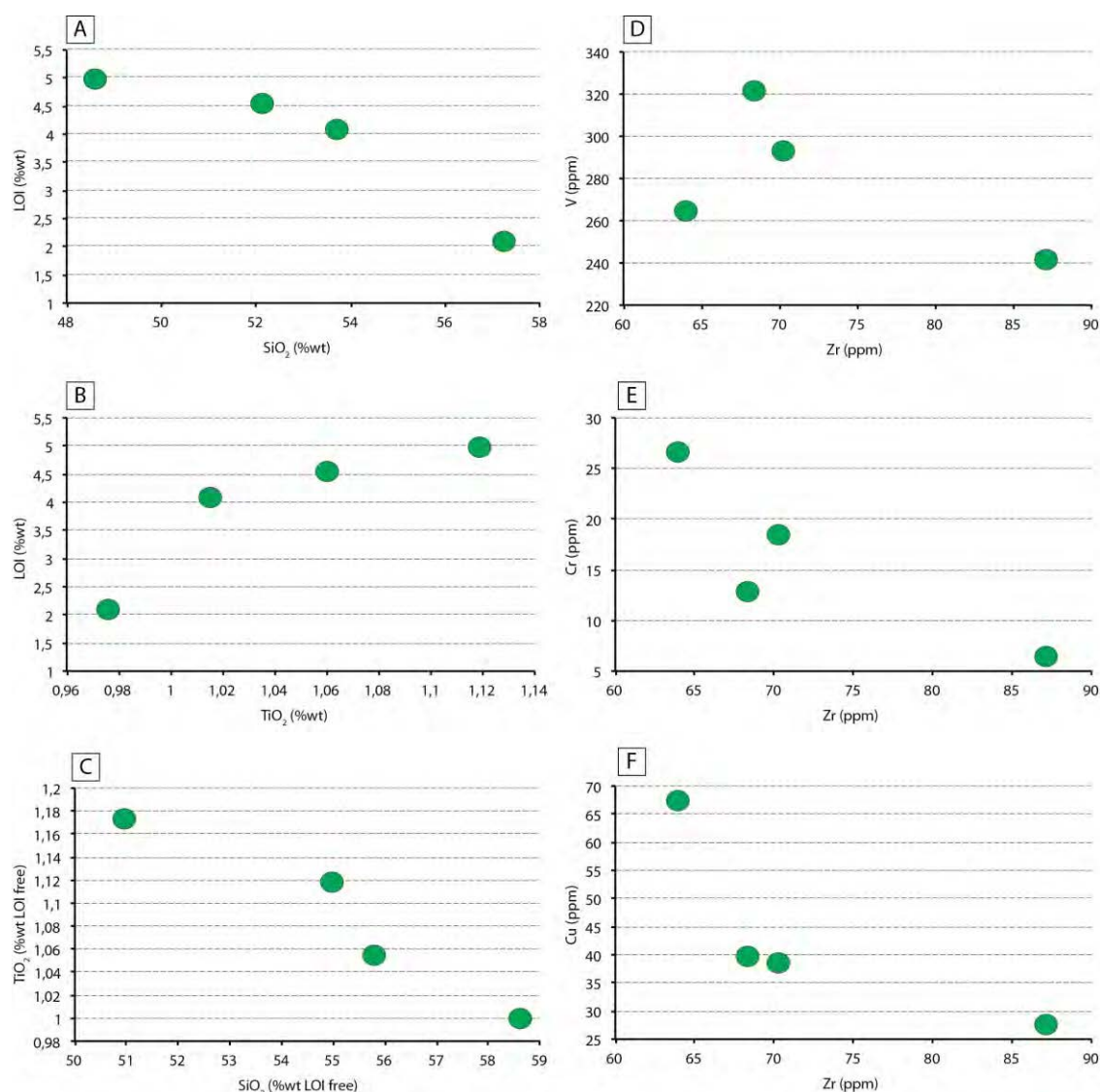


Figure 3.34. Diagrammes bivariants pour les échantillons de roches volcaniques de l'URM.

Les diagrammes A et B (Figure 3.34) montrent que la teneur en SiO_2 et en TiO_2 de ces échantillons est corrélée à la perte au feu, ce qui suggère une mobilité de ces deux éléments. Néanmoins, ces deux diagrammes indiquent que la tendance observée dans le diagramme C (Figure 3.34) n'est pas liée à l'altération et est même sans doute atténuée par l'altération. La diminution de la teneur en TiO_2 au fur et à mesure de l'évolution du magma est compatible avec un fractionnement en hornblende et/ou en magnétite. Cela est cohérent avec la tendance observée dans le diagramme D (Figure 3.34), elle aussi compatible avec un fractionnement de la hornblende et/ou de la magnétite (e.g. Shervais, 1982). Les observations pétrographiques n'ont pas permis de mettre en évidence de hornblende dans ces échantillons (cf. section 2.4.), mais de la magnétite a potentiellement été observée (Figure 3.7D). Un fractionnement de la magnétite implique que le magma soit oxydant, ce qui est compatible avec l'absence d'anomalie négative en Eu dans les spectres de REE et Y de ces échantillons (Figure 3.31) malgré la présence de phénocristaux de plagioclase (Figure 3.7). Enfin, les diminutions des teneurs en Cr et Cu sont cohérentes avec le fractionnement de minéraux mafiques, comme les clinopyroxènes révélés par l'analyse pétrographique.

4.2.1.3. Roches volcaniques des formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang

L'appartenance des galets de roche volcanique des AR-TLP à la série calco-alcaline et les valeurs particulièrement importantes de leurs rapports $(La/Yb)_N$ suggèrent une appartenance de ces échantillons à la série adakitique. Au sens strict, les adakites sont définies comme des roches issues de la fusion partielle de la croûte océanique (Defant et Drummond, 1990). Ces roches ont depuis été décrites dans des zones de collision (e.g. Chung S.-L. et al., 2003) et d'autres définitions plus descriptives et sans connotation génétique, essentiellement basées sur des caractéristiques géochimiques, ont depuis été proposées (Richards et Kerrich, 2007 ; Castillo, 2012).

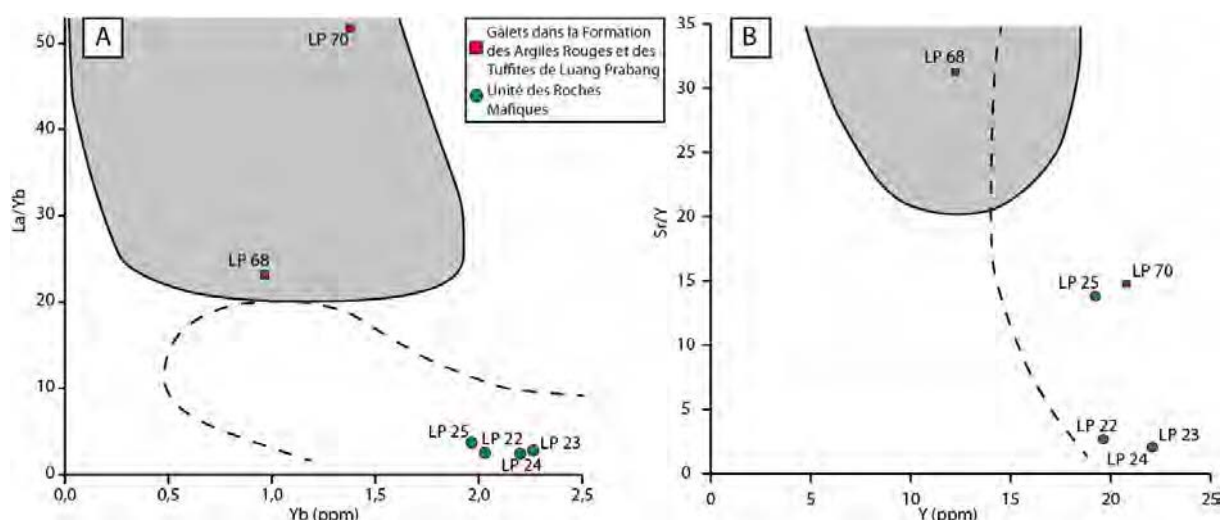


Figure 3.35. Caractère adakitique des galets de dacite de la Formation des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang.

Les zones en grisé correspondent aux champs des adakites. Les pointillés délimitent les champs dans lesquels se situent les roches calco-alcalines « classiques » (d'après Richards et Kerrich, 2007). Les échantillons provenant de l'URM sont montrés à titre indicatif, leur faible teneur en SiO_2 excluant la possibilité que ces roches puissent être des adakites.

L'échantillon LP 70 ne tombe pas dans le champ des adakites dans le diagramme B (Figure 3.35) mais celui-ci se base sur la teneur en Sr, largement mobile. Or l'échantillon LP 70 est également le plus altéré (Figure 3.7) et sa position dans ce diagramme est vraisemblablement liée à un lessivage du Y ou une accumulation du Sr. En revanche, l'échantillon LP 68 présente des caractéristiques géochimiques d'adakite et est donc une « *adakite like* » au sens de Richards et Kerrich (2007). L'origine de ce caractère adakitique pourrait être lié à l'un des nombreux processus magmatiques invoqués pour expliquer la formation des adakites (e.g. Castillo, 2012 ; Kamvong et al., 2014). Cette hypothèse est d'autant plus plausible que des adakites du Trias inférieur à moyen ($244,4 \pm 1,8$ et $241,0 \pm 1,9$ Ma, datation U-Pb sur zircon, Kamvong et al., 2014) ont récemment été décrites à 220 km au Sud du Bassin de Luang Prabang (Kamvong et al., 2014).

Néanmoins, l'existence d'une anomalie négative en Ce sur les spectres en REE et Y ainsi que l'absence d'anomalie positive en Y pour l'échantillon LP 70 sont interprétées comme la résultat d'une accumulation en REE (Annexe 3.4). Une accumulation moindre ou en conditions oxydantes est également envisageable pour l'échantillon LP 68 (Annexe 3.4). La mobilité des LREE étant plus importante que celle des HREE, une accumulation préférentielle en LREE est probable pour ces échantillons (Annexe 3.4). Ce processus de lessivage-accumulation différentiel des REE est à même de conférer un caractère « pseudo-adakitique » à des roches calco-alcalines « classiques ». C'est cette

interprétation qui est retenue pour expliquer la position des analyses LP 68 et LP 70 dans le champ des adakites (Figure 3.35). Ces deux galets dacitiques sont donc interprétés comme des roches appartenant à une série calco-alkaline « classique ».

4.2.2. Roches sédimentaires

Une série de diagrammes binaires basés sur des éléments relativement peu mobiles (cations ayant un potentiel ionique élevé, compris entre 3 et 10) permet de comparer les teneurs de différents éléments entre les roches volcano-sédimentaires et les roches volcaniques des formations du Bassin de Luang Prabang (Figure 3.36).

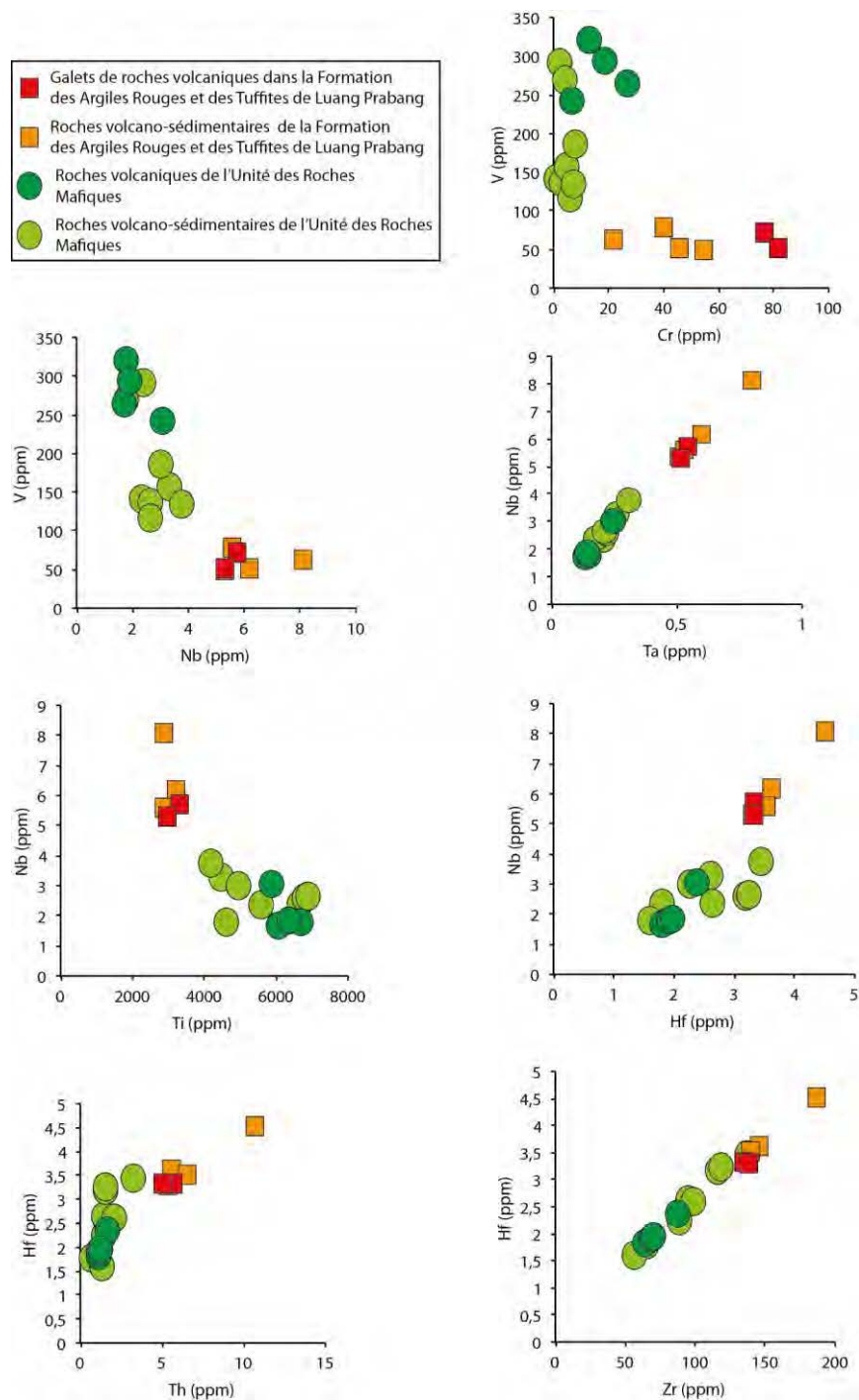


Figure 3.36. Diagrammes binaires basés sur des éléments peu mobiles pour les roches volcaniques et les roches volcano-sédimentaires de différentes formations du Bassin de Luang Prabang.

Dans ces diagrammes, les points représentatifs des échantillons des roches volcaniques et des roches volcano-sédimentaires s'alignent suivant deux tendances, l'une regroupant les formations des AR et TPL et l'autre l'URM. Dans les deux cas, l'un des pôles est constitué par les roches volcaniques. Ces répartitions montrent d'une part la participation du volcanisme contemporain de la sédimentation (cf. section 3) à l'alimentation des roches volcano-sédimentaires et d'autre part que chaque formation volcano-sédimentaire possède une source volcanique distincte (en considérant les AR et les TLP ensemble).

L'existence de deux sources volcaniques distinctes entre les AR-TLP d'une part et l'URM d'autre part est également visible sur les spectres REE et Y (Figure 3.37).

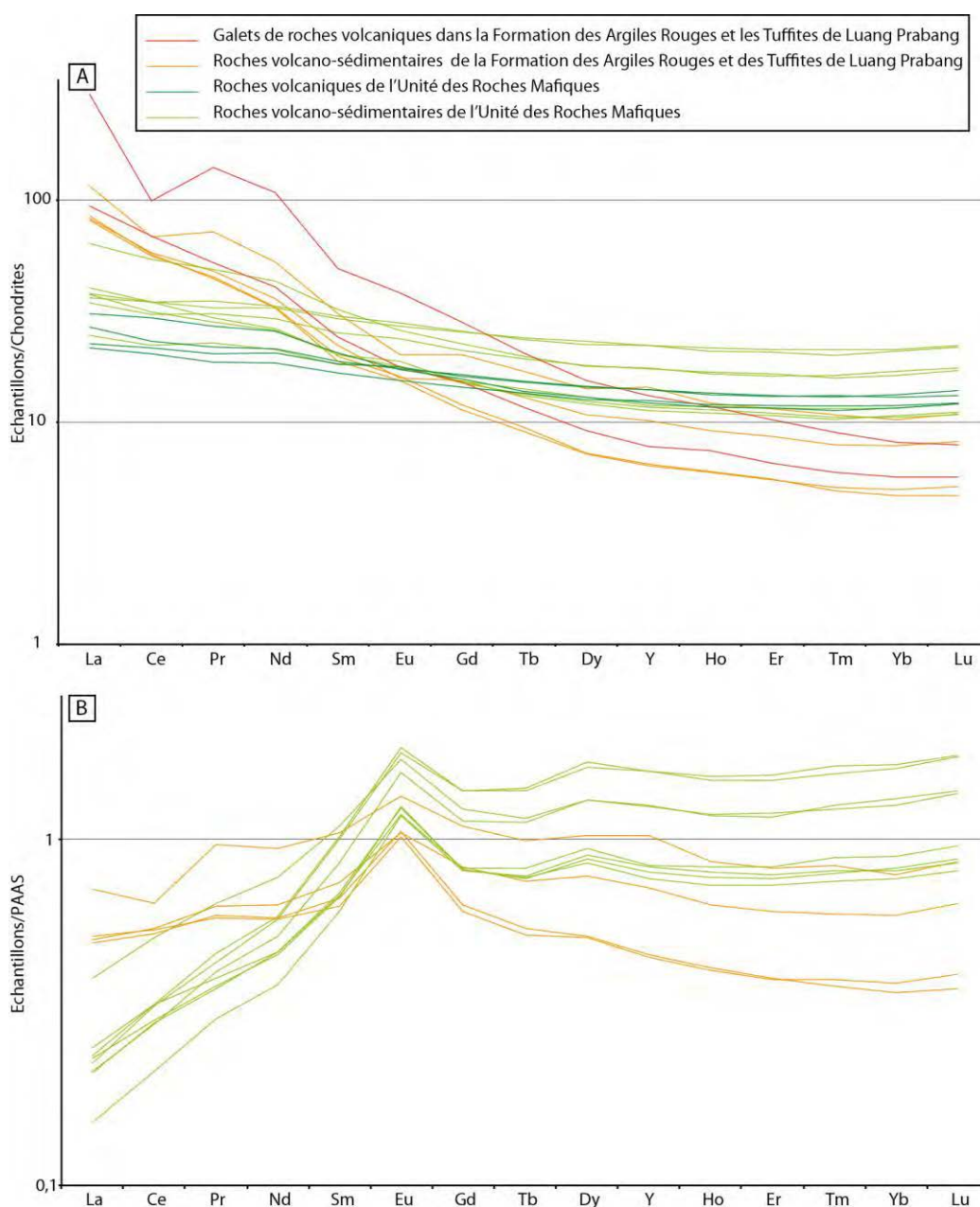


Figure 3.37. Spectres REY des échantillons de roches volcano-sédimentaires du Bassin de Luang Prabang.

A. Spectres normalisés aux chondrites (valeurs de normalisation : Sun S.-S. et McDonough, 1989). Les spectres des roches volcaniques sont également indiqués pour comparaison.
B. Spectres normalisés aux PAAS (*Post Archean average Australian Sedimentary rocks*, valeurs de normalisation présentées dans Rollinson, 1993, tirées de McLennan, 1989).

Les spectres de roches volcano-sédimentaires normalisés aux chondrites montrent la même allure générale que les roches volcaniques auxquelles elles sont associées. Les valeurs rapports $(La/Yb)_{Nchondrite}$ des roches volcano-sédimentaires des AR-TLP ($14,1 \pm 3,7$) sont par exemple plus faibles que celle de LP 70, mais équivalentes à celle de l'échantillon LP 68 (16,6). Ces rapports distinguent clairement les roches volcano-sédimentaires des AR-TLP de celles de l'URM, pour lesquelles $(La/Yb)_{Nchondrite} = 2,8 \pm 0,8$. Là encore, cette valeur est équivalente ou légèrement supérieure à celle des roches volcaniques, pour lesquelles ces rapports sont compris entre 1,7 et 2,7.

L'anomalie positive en Eu visible sur tous les spectres des roches volcano-sédimentaires résulte de la présence de feldspaths abondants et témoigne de la faible maturité de ces sédiments. La présence de cette anomalie est cohérente avec la présence dans ces grès lithiques à feldspathiques d'une proportion relativement importante en feldspath (Figures 3.5, 3.6 et 3.7).

4.3. Diagrammes de discrimination géodynamique

Les signatures géochimiques des magmas comme des roches sédimentaires dépendent, en partie, du contexte tectonique de leur mise en place. Des diagrammes de discrimination tectonique ont donc été utilisés pour identifier le contexte géodynamique de mise en place des roches du Bassin de Luang Prabang.

Pour les roches volcaniques, les diagrammes se basent exclusivement sur des éléments supposés pas ou peu mobiles lors de l'altération. Néanmoins, des éléments communément supposés immobiles, comme les REE, sont mobiles dans certains échantillons du Bassin de Luang Prabang. L'interprétation de ces diagrammes doit donc être faite avec une certaine prudence. Trois moyens permettent de contrôler la pertinence des contextes géodynamiques indiqués par de tels diagrammes : (i) la cohérence des contextes indiqués par des diagrammes basés sur des éléments différents (Saccani, 2014), (ii) la cohérence des contextes indiqués par des diagrammes explicitement construits de manière à être peu sensibles à des variations importantes (20 %) de concentration des éléments utilisés, et (iii) la cohérence des contextes indiqués par des diagrammes basés sur des roches différentes, volcaniques et sédimentaires.

4.3.1. Roches magmatiques

Les conditions spécifiques d'application de chacun des diagrammes conduisent parfois à exclure une ou plusieurs analyses. Différents diagrammes « classiques » sont présentés dans la Figure 3.38.

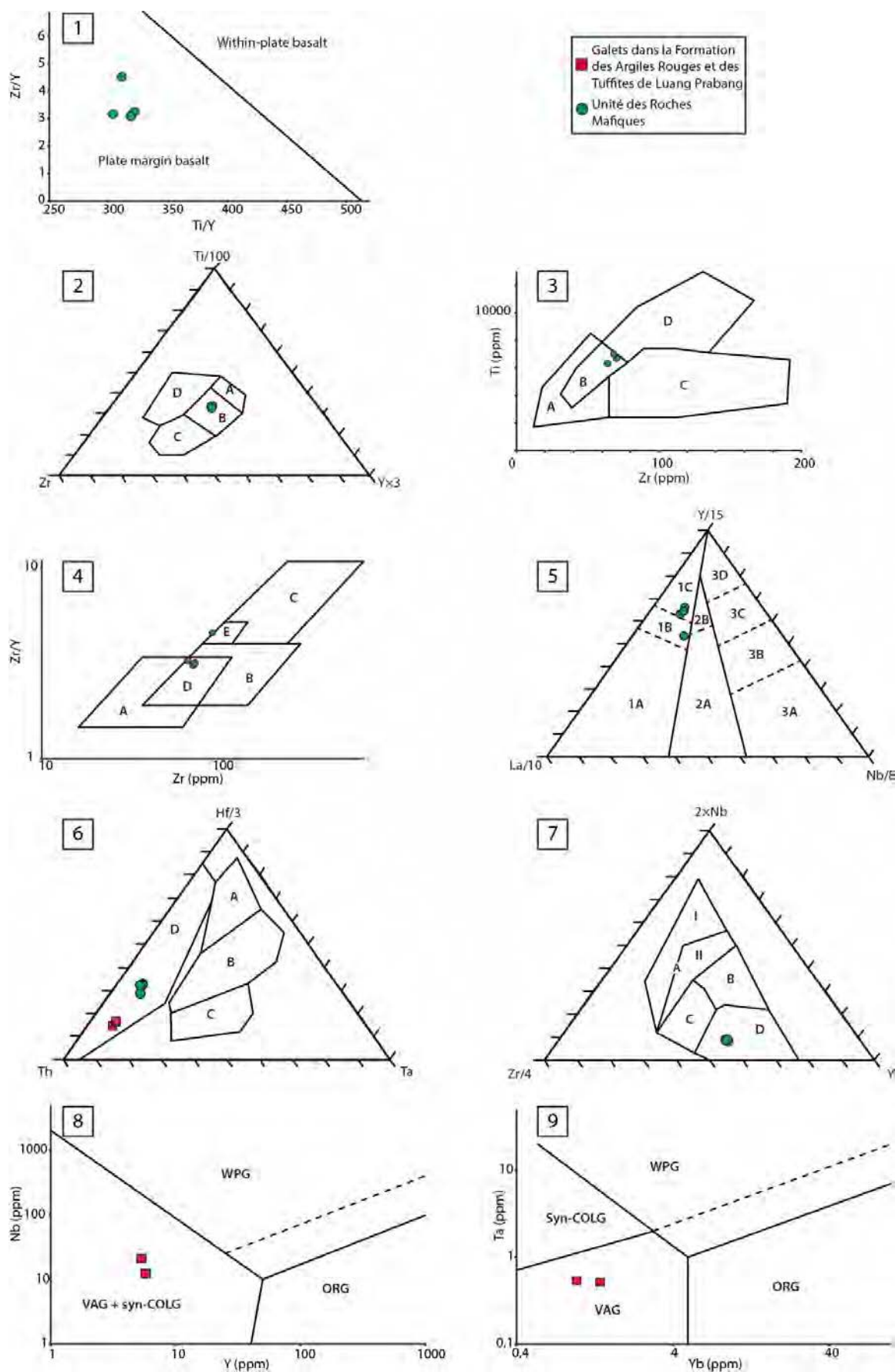


Figure 3.38. Diagrammes de discrimination « classiques » pour les roches volcaniques du Bassin de Luang Prabang.

1. Diagramme discriminant les basaltes mis en place en contexte intraplaque de ceux mis en place dans les autres contextes géodynamiques (Pearce et Gale, 1977). Tous les basaltes et basaltes andésitiques de l'Unité des Roches Mafiques sont dans le champ des roches mises en place en **bordure de plaque**.
2. Diagramme de discrimination Ti-Zr-Y pour les basaltes (Pearce et Cann, 1973). A. Tholéiites d'arc, C. Basaltes calco-alcalins, D. Basaltes intra-plaques, **B. Tholéiites d'arc et basaltes calco-alcalins**. Le contexte géodynamique de mise en place des basaltes tombant dans ce champ peut être discriminé en employant le diagramme 3.
3. Diagramme de discrimination des basaltes tombant dans le champ B du diagramme 2 (Pearce et Cann, 1977). A. Tholéiites d'arc, **B. Tholéiites d'arc, des basaltes calco-alcalins et des MORB**, C. Basaltes calco-alcalins, D. MORB.
4. Diagramme de discrimination pour les basaltes basés sur le Zr et le Y (Pearce et Norry, 1979). A. Basaltes d'arc volcanique, B. MORB, C. Basaltes intra-plaques, **D. Basaltes d'arc volcaniques et des MORB**, E. Basaltes intra-plaques et MORB. Le seul échantillon LP 25 localisé dans ce champ présente des signes d'altération et de changement de composition évidents (veines de quartz par exemple, cf. section 2.4.).
5. Diagramme de discrimination pour les basaltes basé sur le Y, le La et le Nb (d'après Cabanis et Lecolle, 1989, dans Rollinson, 1993). 1A. Basaltes calco-alcalins, **1C. Tholéiites d'arc**, 1B. Recouvrement entre les champs 1A et 1C, 2A. Basaltes continentaux, 2B. Basaltes de bassin arrière arc, 3A. Basaltes alcalins de rift intra-continental, 3B et 3C : E-MORB (3C faiblement enrichis), 3D. N-MORB.
6. Diagramme de discrimination basé sur le Hf, le Th et le Ta (Wood, 1980). A. N-MORB, B. E-MORB, C. Basaltes alcalins intra-plaques, **D. Basaltes et roches différenciées d'arc volcaniques**.
7. Diagramme de discrimination pour les basaltes basé sur le Nb, le Zr et le Y (Meschede, 1986). AI. Basaltes alcalins intra-plaques, AII. Basaltes alcalins intra-plaques et tholéiites intra-plaques, B. E-MORB, C. Tholéiites intra-plaques et basaltes d'arc volcanique, **D. N-MORB et basaltes d'arc volcanique**.
8. Diagramme de discrimination Nb-Tb pour les granites (Pearce et al., 1984). WPG: *Within Plate Granites*, ORG: *Oceanic Ridge Granites*, **VAG: Volcanic Arc Granites**, syn-COLG: *Syn Collisional Granites*.
9. Diagramme de discrimination Ta-Yb pour les granites (Pearce et al., 1984). WPG: *Within Plate Granites*, ORG: *Oceanic Ridge Granites*, **VAG: Volcanic Arc Granites**, syn-COLG: *Syn Collisional Granites*.

D'autres diagrammes, proposés récemment (Verma et Verma, 2013 et Verma et al., 2013) et dont le fonctionnement est expliqué dans le Chapitre 2, ont été employés pour discriminer le contexte de mise en place des roches volcaniques du Bassin de Luang Prabang. Ces diagrammes ont l'avantage d'être quasiment insensibles à des variations de concentrations de 20 % pour les éléments pris en compte.

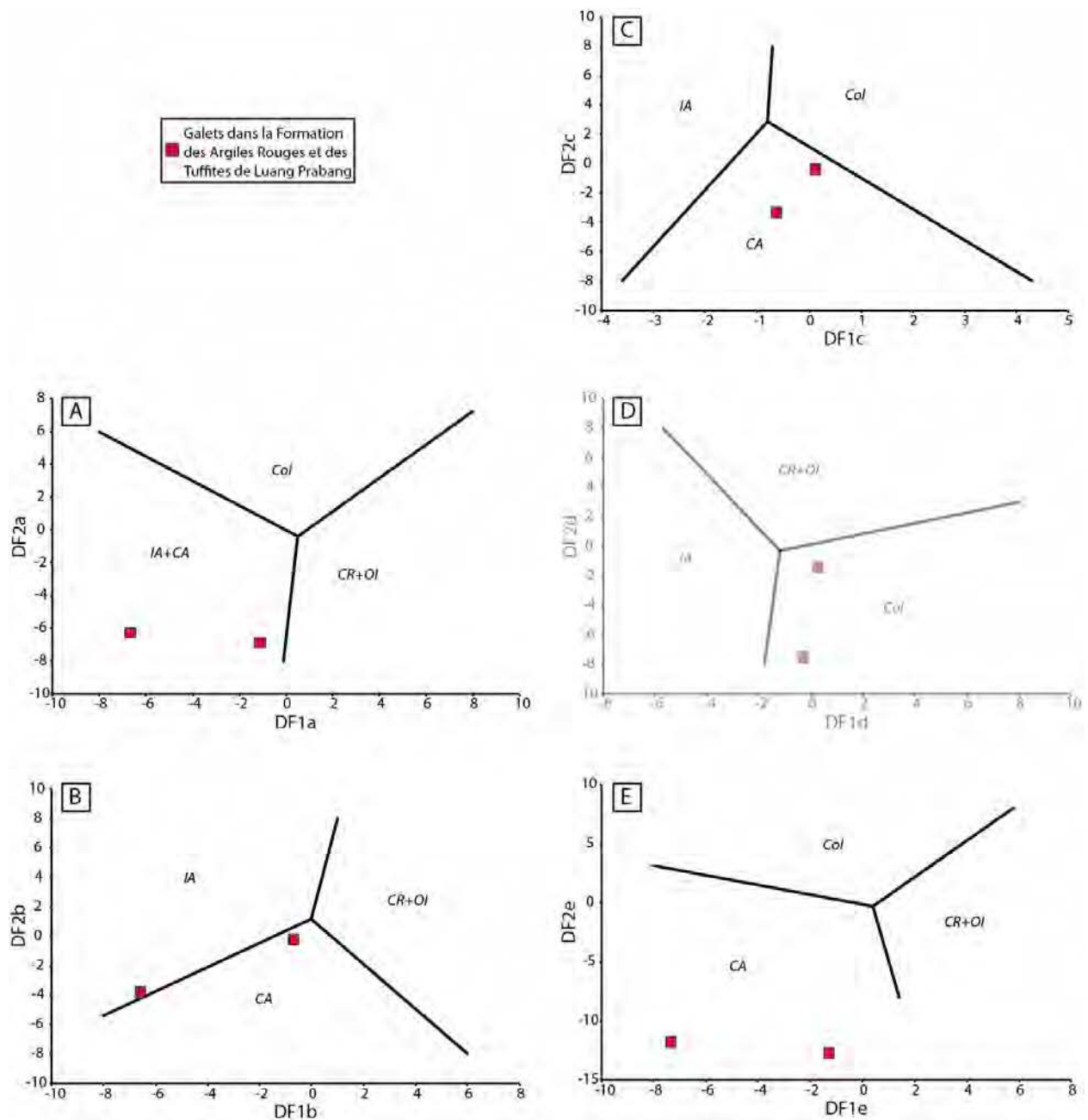


Figure 3.39. Diagrammes de discrimination des roches acides ($\text{SiO}_2(\text{adj}) > 63\%$), Verma et al., 2013.
DF : Fonctions discriminantes. IA: *Island Arc*; CA: *Continental Arc*; CR: *Continental Rift*; OI: *Oceanic Island*; Col: *Collision*. Le diagramme D correspond au diagramme inapplicable (le champ CA n'est pas présent dans ce diagramme).

Le Tableau 3.5 donne le détail des calculs de probabilité d'appartenance aux différents champs des diagrammes de la Figure 3.39 pour les deux échantillons de roche volcanique prélevés dans les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang.

Le Tableau 3.6 donne les probabilités d'appartenance aux différents champs des diagrammes de la Figure 3.40 pour les échantillons de roche volcanique prélevés dans l'Unité des Roches Mafiques.

Tableau 3.5. Probabilités d'appartenance aux différents champs discriminés dans les diagrammes de Verma et al. (2013) pour les échantillons d'andésite et de dacite prélevés dans les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang.

Diagrammes	Champs		Champs		Champs		Champs		Champs	
	IA+CA	CR+OI	Col	IA	CA	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne
a	0,9808	0,0272	0,0192	0,0272	0,0000	0,0000	na	na	na	na
b	na	na	0,0059	0,0083	na	na	0,4074	0,4302	0,5868	0,4219
c	na	na	na	na	0,1617	0,1927	0,0006	0,0002	0,8310	0,1910
d	na	na	0,0053	0,0075	0,9940	0,0073	na	na	na	na
e	na	na	0,0000	0,0001	0,0000	0,0000	na	na	1,0000	0,0001
Probabilité (%)	na	na	0,6	23,1	11,2	65,1				

IA: Island Arc; CA: Continental Arc; CR: Continental Rift; OI: Oceanic Island; Col: Collision. n.a. : non applicable.

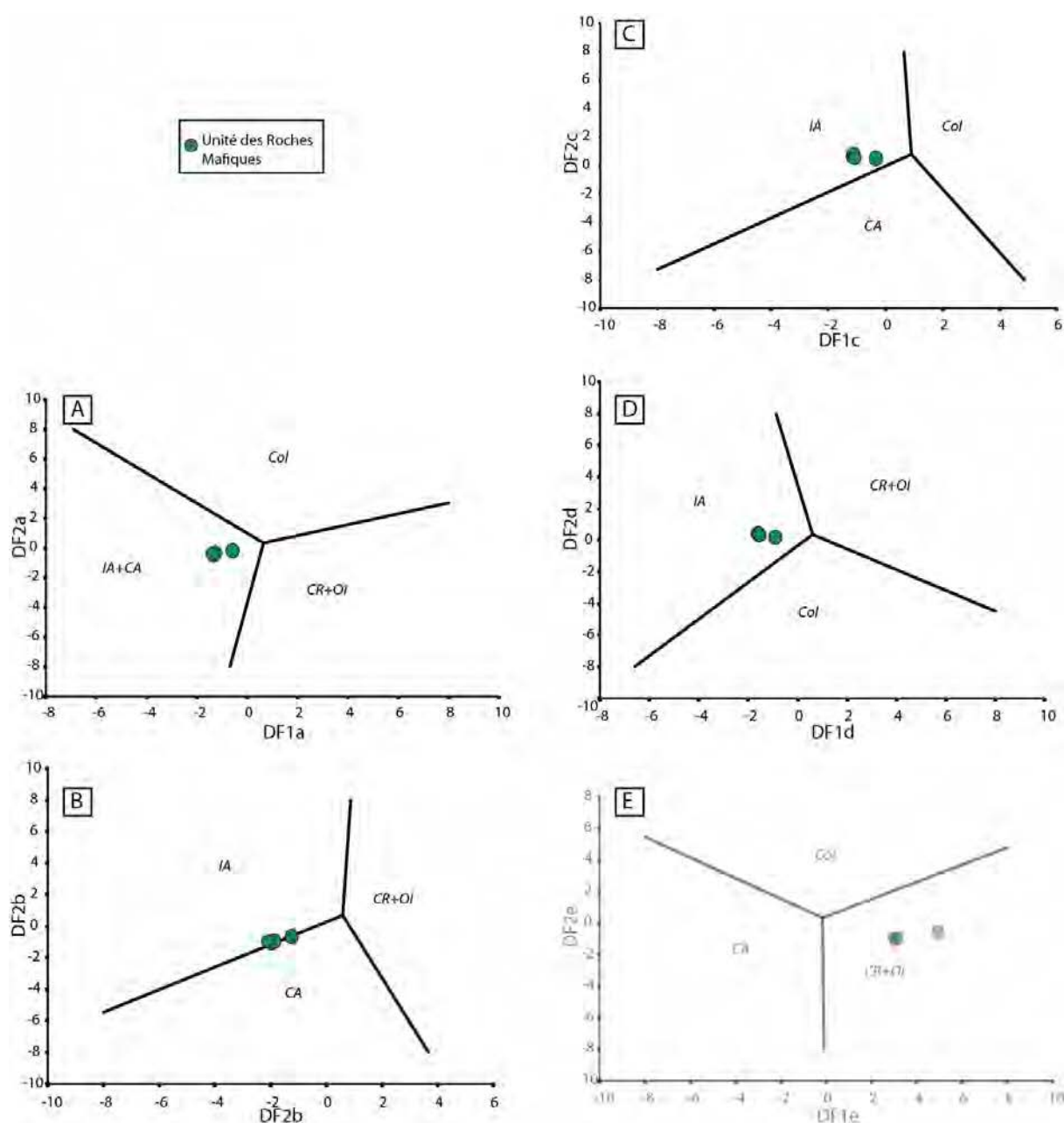


Figure 3.40. Diagrammes de discrimination des roches intermédiaires ($52 \% < \text{SiO}_{2(\text{adj})} \leq 63 \%$), Verma et Verma, 2013.

DF : Fonctions discriminantes. IA: *Island Arc*; CA: *Continental Arc*; CR: *Continental Rift*; OI: *Oceanic Island*; Col: *Collision*. Le diagramme E correspond au diagramme inapplicable (le champ IA n'est pas présent dans ce diagramme).

Tableau 3.6. Probabilités d'appartenance aux différents champs discriminés dans les diagrammes de Verma et Verma (2013) pour les échantillons de basaltes prélevés dans l'Unité des Roches Mafiques.

Diagrammes	Champs									
	IA+CA		CR+OI		Col		IA		CA	
	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type
a	0,9808	0,0239	0,0102	0,0132	0,0090	0,0107	0,5313	0,0322	na	na
b	na	na	0,0004	0,0006	na	na	0,7914	0,0769	0,4683	0,0317
c	na	na	na	na	0,0038	0,0053	0,9844	0,0188	0,2048	0,0717
d	na	na	0,0077	0,0096	0,0079	0,0092	na	na	na	na
e	na	na	0,9991	0,0004	0,0007	0,0004	na	na	0,0001	0,0001
Probabilité (%)	na	na	20,4		0,4		61,3		17,9	

IA: *Island Arc*; CA: *Continental Arc*; CR: *Continental Rift*; OI: *Oceanic Island*; Col: *Collision*. n.a. : non applicable.

Malgré l'altération subie par ces roches, les diagrammes de discrimination se basant sur différents éléments donnent des résultats remarquablement cohérents. Ces différents diagrammes suggèrent une mise en place des basaltes et basaltes andésitiques de l'Unité des Roches Mafiques dans un contexte d'arc volcanique (Figures 3.38 et 3.40) et une mise en place des dacites des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang au sein d'un arc continental (Figures 3.38 et 3.39). Les probabilités d'appartenance aux différents champs, calculées à partir des diagrammes présentés dans les Figures 3.39 et 3.40 selon le protocole détaillé dans le Chapitre 2, indiquent que les échantillons de dacites ont 65,1 % de chance d'appartenir au champ des arcs continentaux (Tableau 3.5). Les échantillons de basaltes et basaltes andésitiques ont 61,3 % de chance d'appartenir au champ des arcs insulaires (Tableau 3.6).

L'application de diagrammes de discrimination aux roches volcano-sédimentaires, constituées par un mélange dont l'un des pôles est représenté par les roches volcaniques, donne un test supplémentaire pour vérifier la cohérence de ces résultats.

4.3.2. Roches sédimentaires

Peu de diagrammes de discrimination tectonique sont disponibles pour les roches sédimentaires. En outre, les taux de réussite de certains de ces diagrammes sont particulièrement médiocres, parfois de 0 % (Armstrong-Altrin et Verma, 2005 ; Ryan et Williams, 2007). Trois diagrammes ont été choisis ici, celui de Roser et Korsch (1986) qui présente des taux de réussite supérieurs à 50 % (Armstrong-Altrin et Verma, 2005) ou 43 % (Ryan et Williams, 2007) et les deux diagrammes proposés par Verma et Armstrong-Altrin (2013) qui ont des taux de réussite supérieurs à 84,5 % (cf. Chapitre 2).

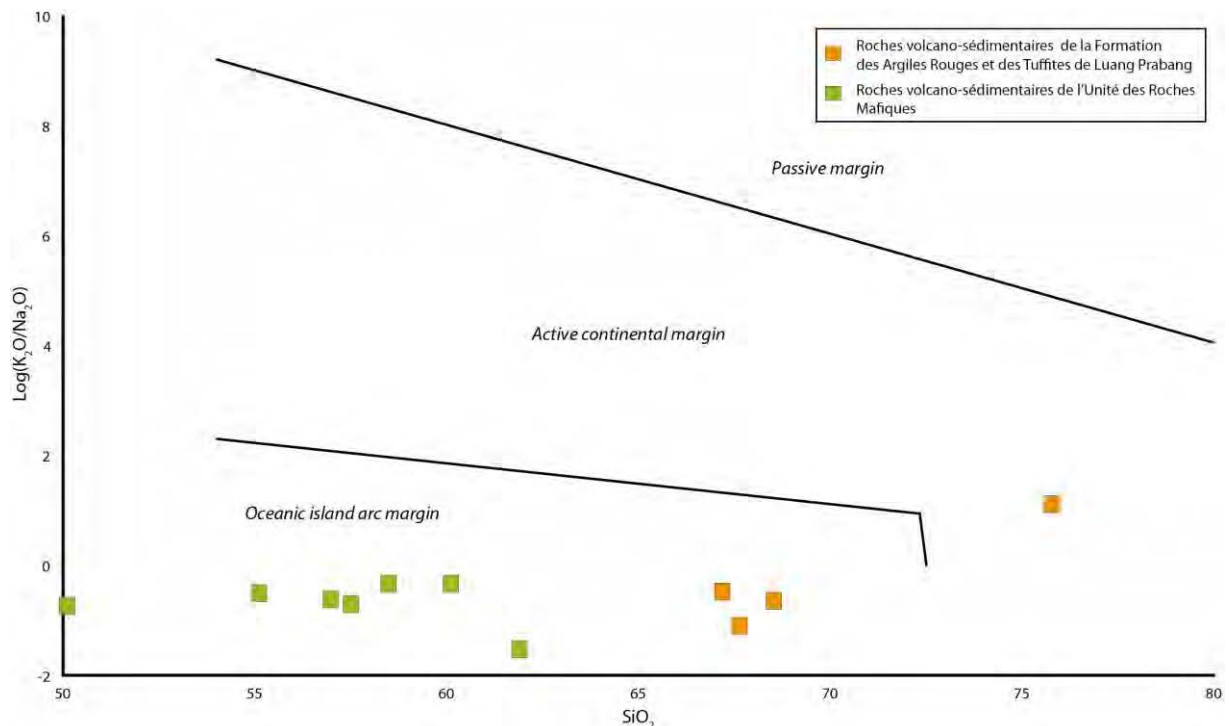


Figure 3.41. Diagramme de discrimination tectonique pour les grès et les argilites (Roser et Korsch, 1986).

En plus de ses taux de réussite qui restent relativement médiocres, le diagramme proposé par Roser et Korsch (1986) ne discrimine que les contextes géodynamiques d'arc insulaire, d'arc continental et de marge passive et nécessite donc l'hypothèse, *a priori*, de l'un de ces trois contextes. Les diagrammes proposés par Verma et Armstrong-Altrin (2013) améliorent cette situation (aux limitations évoquées dans le Chapitre 2) en prenant en compte plus de contextes géodynamiques et par des taux de réussite nettement plus importants. L'application de ces diagrammes et les probabilités associées sont présentées dans la Figure 3.42 et le Tableau 3.7.

Les diagrammes de Verma et Armstrong-Altrin (2013) suggèrent fortement (probabilités de 73,2 et 98,1 %) un contexte d'arc pour les formations des Argiles Rouges, des Tuffites de Luang Prabang et des roches volcano-sédimentaires de l'Unité des Roches Mafiques. Ce résultat est cohérent avec le résultat obtenu sur le diagramme de Roser et Korsch (1986).

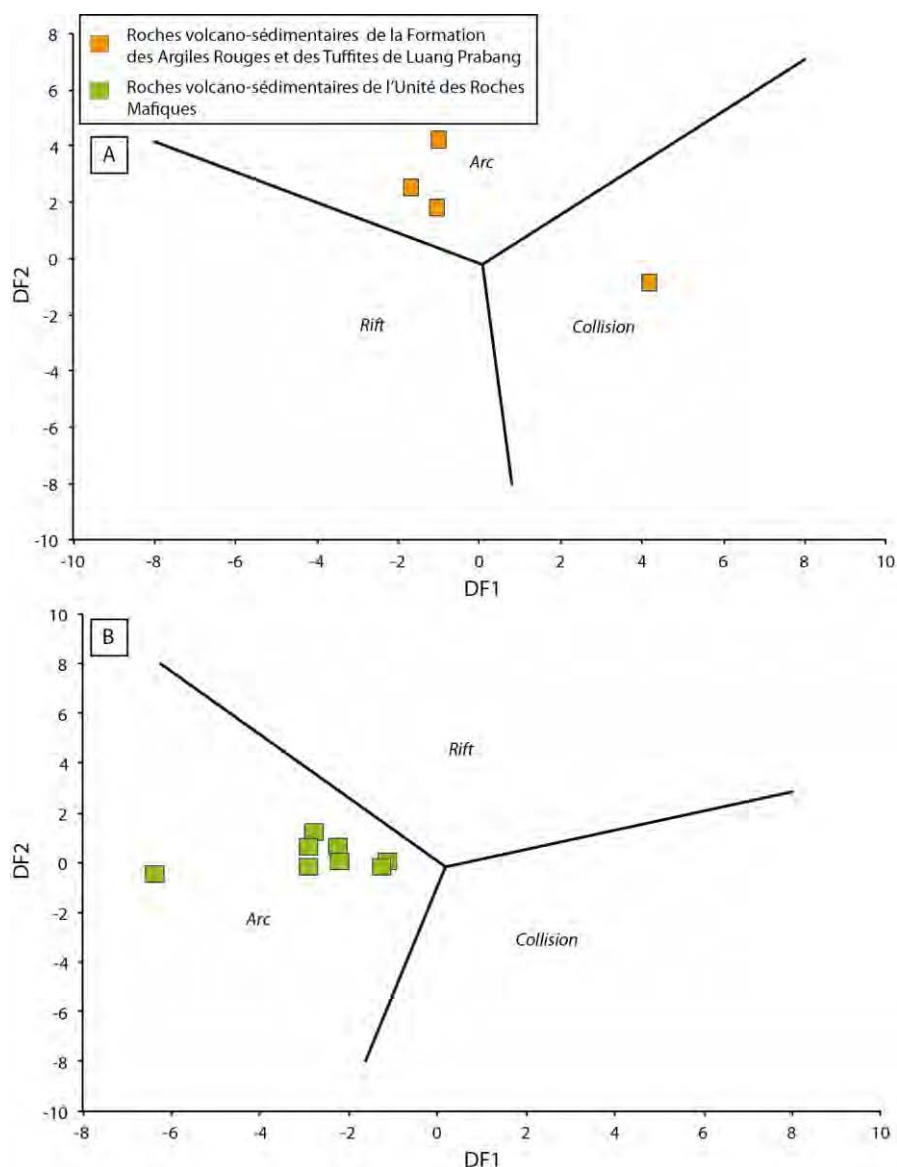


Figure 3.42. Diagrammes de discrimination tectonique pour les roches sédimentaires (Verma et Armstrong-Altrin, 2013).

DF : Fonctions Discriminantes.

A. Diagramme pour les roches sédimentaires riches en SiO_2 ($63\% < \text{SiO}_{2(\text{adj})} \leq 95\%$).

B. Diagramme pour les roches sédimentaires pauvres en SiO_2 ($35\% < \text{SiO}_{2(\text{adj})} \leq 63\%$).

Tableau 3.7. Probabilités d'appartenance aux différents champs discriminés dans les diagrammes de Verma et Armstrong-Altrin (2013) pour les échantillons de grès et wackes volcano-sédimentaires du Bassin de Luang Prabang.

Diagrammes	Champs		Arc		Collision	
	Rift		Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type
A	0,0167	0,0215	0,7325	0,4885	0,2509	0,4992
B	0,0168	0,0221	0,9812	0,0254	0,0020	0,0036
Probabilité A (%)	1,7		73,2		25,1	
Probabilité B (%)	1,7		98,1		0,2	

Dans le détail, un nombre limité d'échantillons se localise à des positions qui diffèrent de la majorité des autres échantillons. Par exemple, l'échantillon LP 59 se localise dans le champ de la collision dans le diagramme A (Figure 3.42). Hormis ces quelques échantillons dont la localisation est parfois différente de la majorité, les résultats restent remarquablement cohérents. Ainsi, malgré l'altération des roches

volcaniques, clairement établie pour les galets de dacite (cf. Annexe 3.4), les résultats obtenus sur les roches volcaniques sont cohérents avec ceux obtenus sur les roches volcano-sédimentaires.

Les **contextes géodynamiques** de mise en place des roches volcaniques et volcano-sédimentaires déduits de l'ensemble des diagrammes géochimiques de discrimination **convergent tous vers un contexte d'arc**.

CHAPITRE 4

BASSINS DE SAM NUA ET SONG DA

1. Cadre géologique	182
1.1. Cadre géodynamique	182
1.2. Cadre stratigraphique	184
1.2.1. Bassin de Sam Nua.....	184
1.2.2. Bassin de Song Da	186
2. Bassin de Sam Nua.....	188
2.1. Etude sédimentologique	190
2.1.1. Formation de Dong Trau	190
2.1.1.1. Description	190
2.1.1.2. Interprétation	193
2.1.1.3. Rhyolites interstratifiées	193
2.1.2. Formation de Suoi Bang inférieure	194
2.1.2.1. Description	194
2.1.2.2. Interprétation	200
2.1.3. Formation de Suoi Bang supérieure.....	201
2.2. Géochronologie U-Pb sur zircon	202
2.2.1. Résultats.....	202
2.2.1.1. Formation de Dong Trau	202
2.2.1.1.1. Roche volcano-sédimentaire	202
2.2.1.1.2. Roches volcaniques.....	204
2.2.1.2. Formation de Suoi Bang inférieure	206
2.2.2. Synthèse des résultats	212
2.2.3. Ages maximums de la sédimentation et âge de la discordance.....	212
2.2.4.1. Formation de Dong Trau.....	214
2.2.4.2. Formations de Suoi Bang inférieure et supérieure	214
2.2.4.2.1. Hypothèse 1.....	214
2.2.4.2.2. Hypothèse 2.....	215
2.3. Discussion	216
2.3.1. Evolution des environnements de dépôt	216
2.3.2. Coupe du Bassin de Sam Nua.....	218
3. Bassin de Song Da	220
3.1. Etude sédimentologique	222
3.1.1. Formations de Cam Thuy et Vien Nam	222
3.1.2. Formation de Yen Duyet.....	224
3.1.3. Formation de Hua Tat	224
3.1.3.1. Description	225
3.1.3.2. Interprétation	228
3.1.4. Formation de Pa Khom et de Dong Giao	228
3.2. Géochronologie U-Pb sur zircon	229
3.2.1. Résultats.....	229
3.2.2. Synthèse des résultats	235
3.2.3. Ages maximums de la sédimentation et âge de la discordance.....	235

3.3. Discussion	238
3.3.1. Evolution des environnements de dépôt	238
3.3.2. Coupes du Bassin de Song Da	239
3.3.2.1. Coupe de Mai Son	239
3.3.2.2. Coupe de Muong Khen	239
3.3.2.3. Coupe de Bac Phong	241
3.3.2.4. Coupe de Son La	242
3.3.3. Comparaison avec le Bassin de Sam Nua	242
4. Contexte géodynamique.....	243
4.1. Bassin de Sam Nua.....	243
4.1.1. Caractéristiques géochimiques.....	244
4.1.2. Diagrammes de discrimination géodynamique	248
4.1.3. Conclusion : contexte géodynamique du Bassin de Sam Nua	251
4.2. Bassin de Song Da	252
4.2.1. Caractéristiques et affinités géochimiques.....	252
4.2.2. Conclusion : contexte géodynamique du Bassin de Song Da	255

1. Cadre géologique

1.1. Cadre géodynamique

Les bassins de Sam Nua et Song Da sont délimités par des accidents de direction NW-SE. Le Bassin de Song Da est délimité, au Nord, par la Faille du Fleuve Rouge (Figure 4.1B) et au Sud par la faille de Song Da (Figure 4.1B). Le Bassin de Sam Nua est délimité, au Nord, par un chevauchement (faille de Song Ma, Figure 4.1B) et par un accident de direction NW-SE au Sud.

L'unité litho-tectonique de Nam Co (Figure 4.1B), comprise entre les failles de Song Ma et de Song Da, est constituée de roches sédimentaires et de lentilles de roches ultramafiques et mafiques métamorphisées dans les faciès amphibolitique à éclogitique de haute pression (Nakano et al., 2008, 2010 ; Zhang R.Y. et al., 2013, 2014). Ce métamorphisme est daté du Trias moyen à supérieur (cf. Figure 1.9 et Tableau 1.3, Chapitre 1). Les roches mafiques ont une chimie de MORB (e.g. Zhang et al., 2013) et l'âge de leur cristallisation est Dévonien ou Carbonifère (Vuong et al., 2013 ; Zhang et al., 2014 ; Tableau 1.1, Chapitre 1). Elles sont généralement interprétées comme la suture ophiolitique (suture de Song Ma, e.g. Lepvrier et al., 2008 ; Vuong et al., 2013 ; Zhang R.Y. et al., 2013, 2014) délimitant le bloc Indochine (au Sud de la suture) et un bloc ou microbloc situé au Nord de cette suture (e.g. bloc Chine du Sud : Lepvrier et al., 2008 ; Wang Y. et al., 2013 ; Faure et al., 2014 ; bloc de Zhongza : Ferrari et al., 2008, cf. Figure 1.16 et Tableau 1.6, Chapitre 1).

Le pendage de la subduction et l'âge de la collision entre les blocs (ou microblocs) Indochine et Chine du Sud (Figure 4.1A) sont controversés. Une subduction dont le pendage est vers le Nord est envisagée par Lepvrier et al. (2004, 2008) tandis qu'un pendage vers le Sud est proposé par Faure et al. (2014). L'âge de la collision est largement débattu : celle-ci intervient dès le Silurien selon Findley et Trinh, 1997 ; Carter et al., 2001 ; 2008 et Thanh et al., 2011, au Carbonifère selon Metcalfe (2011), au Trias inférieur à moyen selon Lepvrier et al. (2004, 2008), Faure et al., 2014 ; Zhang et al., 2013 ou au Trias supérieur (Liu J. et al., 2012). L'origine du métamorphisme (faciès amphibolitique) triasique est attribuée par Carter et al. (2001) et Carter et Clift (2008) à une réactivation d'une ancienne suture sous l'effet de contraintes lointaines (cf. Figure 1.19, Chapitre 1).

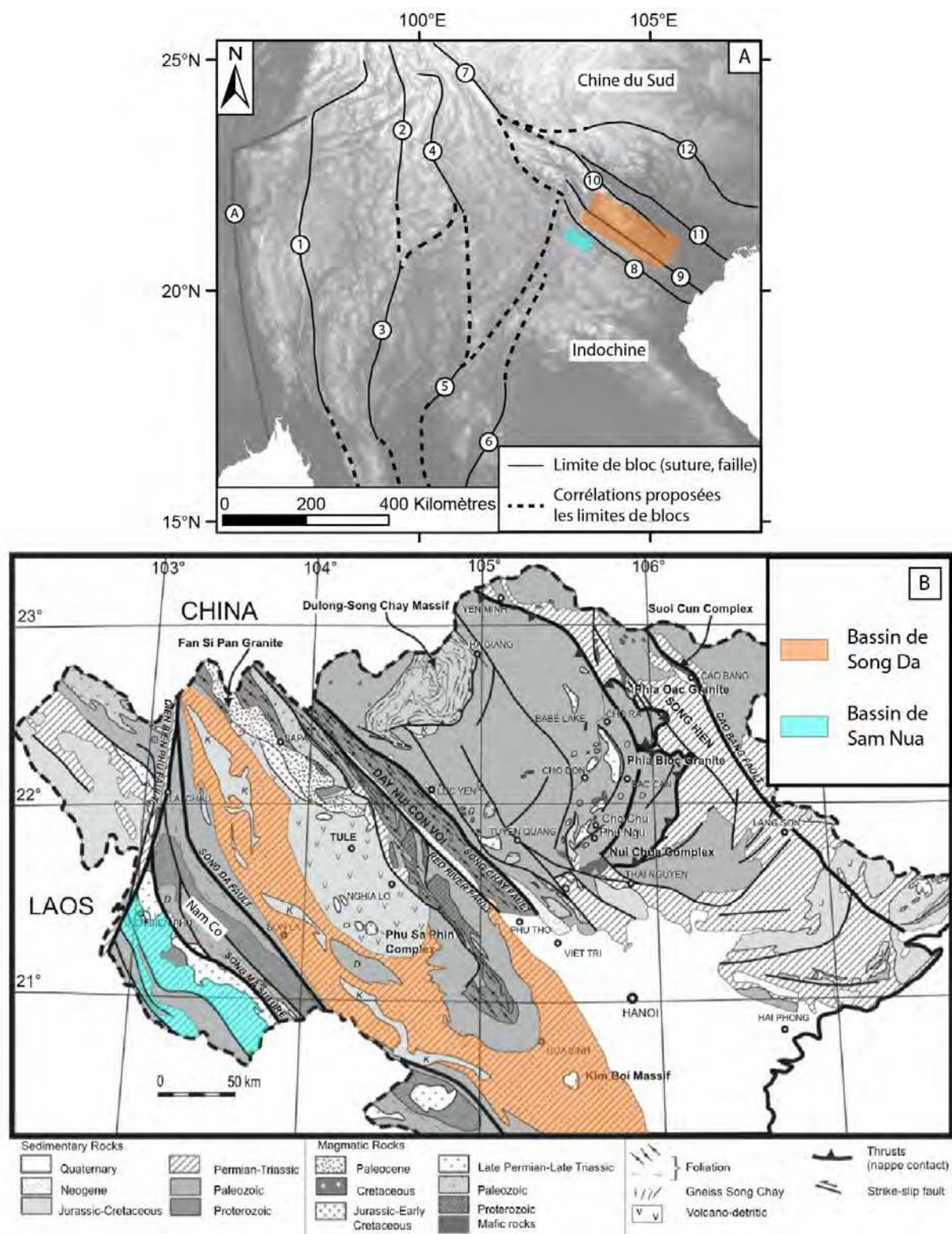


Figure 4.1. Localisation des bassins de Sam Nua et Song Da dans le domaine Est Téthysien.

A. Cadre régional. A : ceinture métamorphique de Mogok, 1 : Mae Yuam, 2 : Changning Menglian, 3 : Inthanon, 4 : Jinghong, 5 : Nan Uttaradit, 6 : Loei, 7 : Ailaoshan, 8 : Song Ma, 9 : Song Da, 10 : Ailaoshan-Fleuve Rouge, 11 : Song Chay, 12 : Babu.

B. Carte géologique simplifiée du Nord du Vietnam et localisation des bassins de Sam Nua et Song Da par rapport à la suture de Song Ma (modifié d'après Roger et al., 2012).

Le Bassin de Song Da est communément interprété comme un rift permo-triasique (e.g. Lepvrier et al., 2004, 2008 ; Ferrari et al., 2008). Du volcanisme calco-alcalin est

reconnu dans le Bassin de Sam Nua (e.g. Hoa et al., 2008a). L'origine de ce volcanisme est interprétée contradictoirement ; soit comme du magmatisme tardi-orogénique (Lepvrier et al., 2004 ; Hoa et al., 2008 ; Vuong et al., 2013) soit comme du magmatisme d'arc (Faure et al., 2014). Seule une datation Rb-Sr sur roche totale de ce volcanisme a été réalisée à ce jour sur des roches volcaniques altérées (chloritisation) interstratifiées dans la Formation de Dong Trau (Figure 4.2), ayant donné une date de 218 ± 10 Ma (Norien, Trung et al., 2007).

1.2. Cadre stratigraphique

Un nombre limité d'études portant sur la stratigraphie des bassins de Sam Nua et de Song Da sont disponibles en anglais (Son et al., 2005 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012). Les synthèses stratigraphiques présentées dans les Figures 4.2 et 4.3 sont compilées à partir de ces ouvrages. D'autres études existent mais ne sont disponibles qu'en vietnamien (e.g. Huyen et al., 2004)³².

1.2.1. Bassin de Sam Nua

La stratigraphie du Bassin de Sam Nua, parfois appelé « Bassin de Dien Bien-Nghe An » (Tri et Khuc, 2011) est décrite dans Son et al. (2005), Tri et Khuc (2011) et Thanh et Khuc (2012). La compilation des résultats de ces travaux (Figure 4.2) fait apparaître des divergences notables sur les subdivisions stratigraphiques reconnues et l'âge des formations.

La concordance entre les âges attribués aux formations contenant des ammonites (Son et al., 2005 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) et les âges de ces ammonites a fait l'objet d'une vérification par A. Brayard (Biogéosciences Dijon). Cette révision confirme les âges attribués à chacune de ces formations (Son et al., 2005 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) sauf pour la Formation de Quy Lang qui est d'âge Anisien (A. Brayard, communication personnelle ; Figure 4.2). Aucune formation d'âge Ladinien n'est donc clairement établie dans le Bassin de Sam Nua.

Par ailleurs, la date de 218 ± 10 Ma (Norien) obtenue dans des roches volcaniques (altérées) interstratifiées dans la Formation de Dong Trau (Trung et al., 2007) est contradictoire avec l'âge biostratigraphique de cette formation (Anisien : Tri et Khuc, 2011 ; Anisien inférieur : Thanh et Khuc, 2012 ; Son et al., 2005).

³² Un résumé en anglais nous a été fournis par Nguyen Dinh Huu, co-auteur de cette publication.

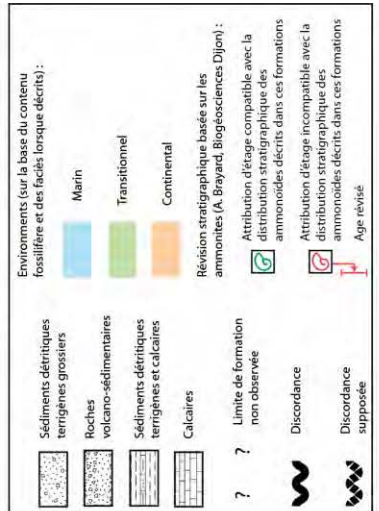


Figure 4.2 (page précédente). Subdivisions stratigraphiques du Bassin de Sam Nua d'après : (A) Tri et Khuc, 2011 ; (B) Thanh et Khuc, 2012 et (C) Son et al., 2005.

Les paléoenvironnements sont déduits du contenu paléontologique lorsqu'ils ne sont pas explicitement mentionnés. Les environnements « transitionnels » correspondent à des formations dans lesquelles ont été décrits à la fois des fossiles indicateurs d'environnements terrestres (plantes) et des fossiles marins. Ces attributions de paléoenvironnements sont donc des indications de premier ordre, dans la mesure où les faciès sédimentaires ne sont pas décrits.

As. : Asselian, Sakm. : Sakmarien, Kungur. : Kungurien, Ro. : Roadien, Wo. : Wordien, Capita. : Capitanien, Wuchi. : Wuchiapingien, C. : Changhsingien, Loping. : Lopingien, In. : Induen, Ol. : Olénékien, Ladi. : Ladinien, H. : Hettangien, Pliensba. : Pliensbachien, Aal. : Aalénien, Baj. : Bajocien, Bat. : Bathonien, Oxford. : Oxfordien, Kim. : Kimmeridgien.

1.2.2. Bassin de Song Da

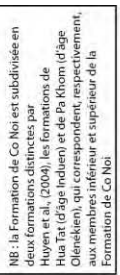
Comme pour le Bassin de Sam Nua, la stratigraphie du Bassin de Song Da a été décrite par Tri et Khuc (2011) et Thanh et Khuc (2012). Ces travaux font apparaître des différences notables concernant à la fois les subdivisions stratigraphiques reconnues et l'âge des formations (Figure 4.3).

La concordance entre les âges attribués aux formations contenant des ammonites (Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) et les âges de ces ammonites a également fait l'objet d'une vérification par A. Brayard (Biogéosciences Dijon). La concordance entre les âges attribués aux formations contenant des restes de plantes (Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) et les âges de ces plantes a fait l'objet d'une vérification par J. Broutin (MNHN-UPMC). La Formation de Yen Duyet a livré des conodontes confirmant l'âge Changhsingien de cette formation (Metcalf, 2012). Des foraminifères d'âge Trias inférieur à Anisien ont été extraits de la Formation de Dong Giao (Martini et al., 1998).

Figure 4.3 (page suivante). Subdivisions stratigraphiques du Bassin de Sam Nua d'après : A. Tri et Khuc, 2011 ; B. Thanh et Khuc, 2012.

Les paléoenvironnements sont déduits du contenu paléontologique lorsqu'ils ne sont pas explicitement mentionnés. Les environnements « transitionnels » correspondent à des formations dans lesquels ont été décrits à la fois des fossiles indicateurs d'environnements terrestres (plantes) et des fossiles marins. Ces attributions de paléoenvironnements sont donc des indications de premier ordre, dans la mesure où les faciès sédimentaires ne sont pas décrits.

As. : Asselian, Sakm. : Sakmarien, Kungur. : Kungurien, Ro. : Roadien, Wo. : Wordien, Capita. : Capitanien, Wuchi. : Wuchiapingien, C. : Changhsingien, Loping. : Lopingien, In. : Induen, Ol. : Olénékien, Ladi. : Ladinien, H. : Hettangien, J. E. Jurassique inférieur.



La révision des âges des formations du Bassin de Song Da sur la base des ammonites qui y sont reportées (Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) fait apparaître des incohérences dans les âges des formations du Trias supérieur. En particulier, les âges révisés (A. Brayard, communication personnelle, Figure 4.3) montrent l'existence d'une sédimentation marine durant tout le Norien (Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012), posant la question de l'âge réel de la discordance supposée au Norien (Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012). Par ailleurs, l'âge de la ou des discordance(s) de la fin du Permien-début du Trias est mal établi (Figure 4.3).

La répartition stratigraphique des restes de plantes identifiées dans ces formations est globalement compatible avec les âges proposés pour ces formations (J. Broutin, communication personnelle) sauf pour la Formation de Vien Nam (Figure 4.3). Cette attribution d'âge erronée pourrait tenir à une erreur d'identification entre deux genres qui sont susceptibles d'être facilement confondus, les genres *Equisetites* et *Calamites* (J. Broutin, communication personnelle). Les autres plantes décrites dans ces formations ont une large répartition stratigraphique, limitant leur intérêt pour la datation des formations continentales.

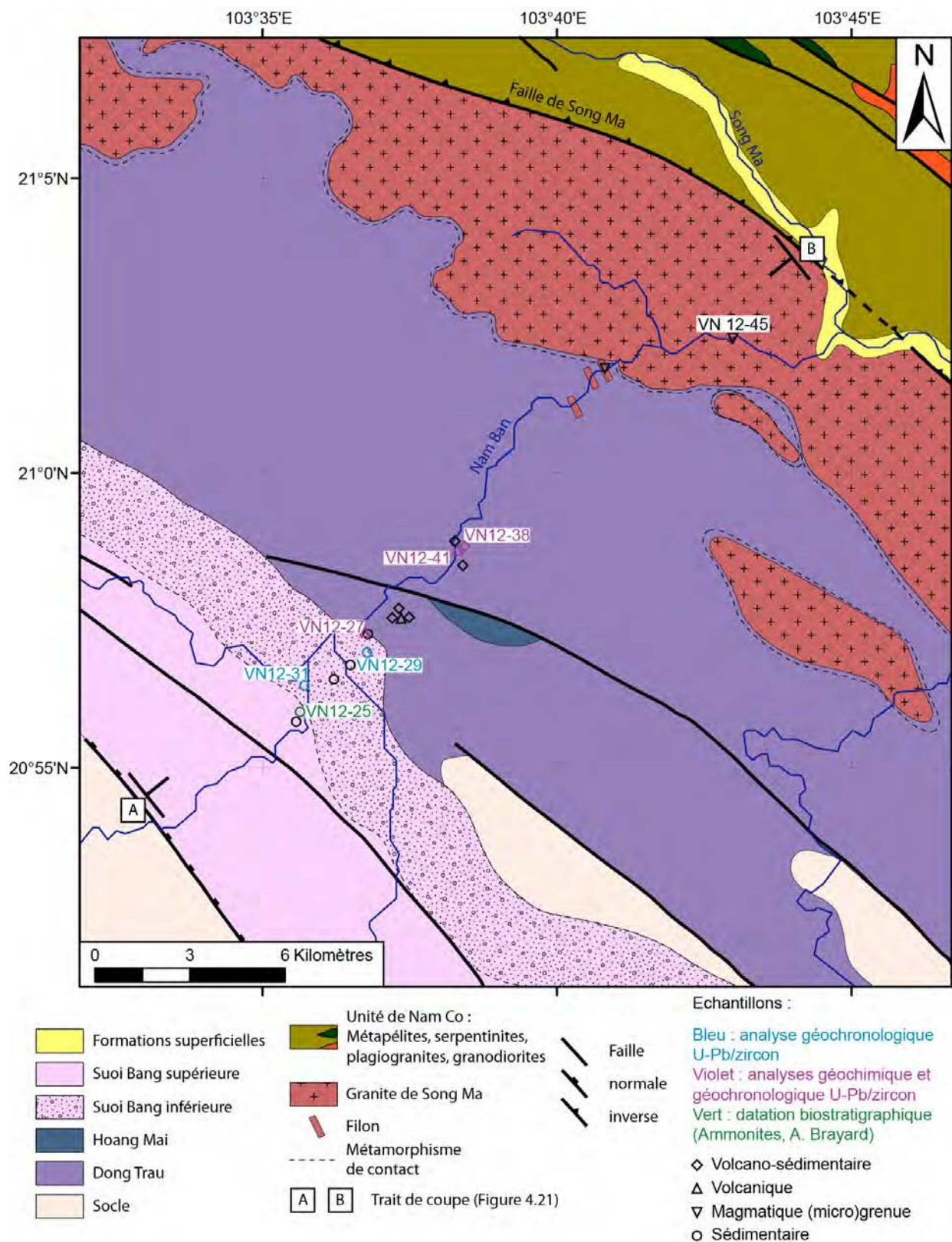
Outre ces problèmes, certaines formations attribuées à des environnements continentaux et ne contenant pas de fossiles index sont datées par corrélations lithostratigraphiques. Cette méthode conduit inévitablement à des erreurs de datation. Des datations précises et fiables, notamment de ces formations continentales sont donc indispensables pour contraindre l'âge des discordances et, *in fine*, l'évolution géodynamique de la région.

La Formation de Co Noi (Figure 4.3, Trias inférieur) définie par Tri et Khuc (2011) et Thanh et Khuc (2012) est subdivisée en deux formations distinctes par Huyen et al., 2004 ; Huu, communication personnelle), les formations de Hua Tat (d'âge Induen) et de Pa Khom (d'âge Olénékien), qui correspondent, respectivement, aux membres inférieur et supérieur de la Formation de Co Noi (Figure 4.3, Trias inférieur).

L'âge et les environnements de dépôt de cette ou ces formation(s) ne sont pas clairement identifiés et ont fait l'objet de plusieurs propositions contradictoires. Ainsi, Faure et al. (2014) présentent la Formation de Co Noi comme constituée par des séries turbiditiques d'âge Permien supérieur à Trias supérieur. En revanche, pour Huyen et al. (2004) la Formation de Hua Tat (équivalente au membre inférieur de la Formation de Co Noi) s'est mise en place dans des environnements estuariens tandis que la Formation de Pa Khom (équivalente au membre supérieur de la Formation de Co Noi) correspond à des environnements marins.

2. Bassin de Sam Nua

Le Bassin de Sam Nua est localisé au Sud de l'Unité de Nam Co (Figure 4.1). Les différentes localités étudiées dans ce travail sont reportées sur la carte présentée Figure 4.4.



2.1. Etude sédimentologique

2.1.1. Formation de Dong Trau

2.1.1.1. Description

La Formation de Dong Trau repose en discordance sur un socle métamorphique de haut grade affleurant au fond de la vallée de la rivière Ban (Nam Ban). Ce socle est lui-même recoupé par des filons basaltiques à doléritiques (Figure 4.5A). La présence d'un socle constitué de roches métamorphiques n'est pas reportée sur la carte de Muon Kha – Son La (Figure 4.4 ; Son et al., 2005), mais a toutefois été notée par Fromaget (1934) qui mentionne un « substratum [...] constitué par [...] du vieux cristallin » dans les environs de Sop Cop. Ce socle pourrait être rapporté à la Formation Nam Su Lu (Néoprotérozoïque ; Son et al., 2005), comprenant notamment des amphibolites et affleurant 40 km au NE de la zone étudiée (Son et al., 2005). Des déformations importantes affectent la Formation de Dong Trau (Figure 4.5B) et empêchent l'étude de coupes continues. Aucun log n'a pu être réalisé mais les principaux faciès ont pu être identifiés.

Faciès 1 : silts à stratification plane déformée par des bombes volcaniques de taille décimétrique (Figure 4.5C et D). De petits éléments sphériques et de taille millimétrique sont également présents dans les faciès fin, mais l'étude en lame mince n'a pas permis de préciser la nature de ces éléments (bioturbation, lapillis accréctionnés ?). L'analyse pétrographique révèle la présence de rares grains de quartz, en général bien arrondis, et d'éléments anguleux, allongés et cryptocristallins. Ces éléments pourraient constituer des échardes de verre volcanique cristallisé (Figure 4.6A).

Faciès 2 : grès moyen à grossier interstratifié avec des argilites-siltites. Ces grès contiennent de nombreux fossiles d'ammonites (Figure 4.5E) dont l'état de préservation n'a pas permis d'identification (A. Brayard, communication personnelle). Une analyse pétrographique révèle la présence de nombreux fragments lithiques, en général arrondis et altérés, montrant des textures variées (grenues à microlithiques). Ces grès contiennent également des feldspaths anguleux à subanguleux, relativement peu altérés (Figure 4.6B), ainsi que des grains de quartz avec des golfes de corrosion. Des zircons figurent parmi les minéraux accessoires.

Faciès 3 : grès fin à moyen, verdâtre, présentant de nombreuses rides de courant (Figure 5F). La couleur résulte de la présence importante de chlorite. Ces grès sont riches en grains de quartz présentant des golfes de corrosion (Figure 4.6C).

Faciès 4 : alternances marno-silteuses (Figure 4.5H et 4.5I), dans lesquelles ont été retrouvés des fragments de plantes indéterminables (J. Broutin, communication personnelle) et des fossiles de bivalves. L'étude des lames minces révèle parfois une structure finement laminée dans ces niveaux silteux. Les lamines les plus grossières présentent de nombreux éléments très allongés, anguleux et constitués de quartz (?) cryptocristallins. Ils pourraient constituer, comme dans le faciès 1, des échardes de verre volcanique cristallisé (Figure 4.6D).

Ces différents faciès se retrouvent en intercalation avec des volcanites (Figure 4.5G) dont les caractéristiques pétrographiques sont décrites dans le section 2.1.1.3.

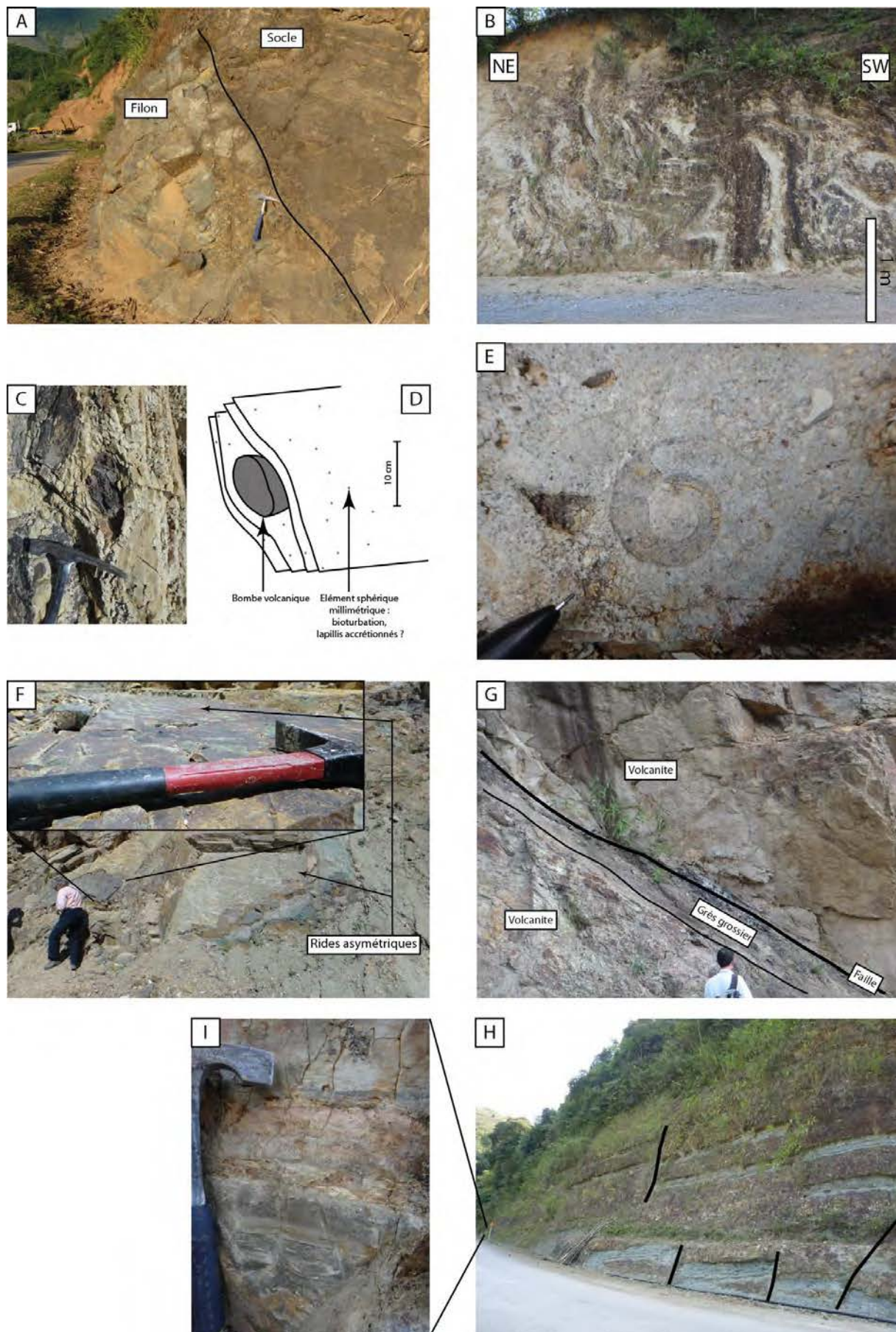


Figure 4.5. Formation de Dong Trau.

A. Socle métamorphique recoupé par un filon basaltique à doléritique, B. Plis dysharmoniques, C. Bombe volcanique (?) dans des sables fins : D. interprétation, E. Ammonite, espèce non déterminable (A. Brayard), F. Surface structurale des grès verdâtres présentant un train de rides asymétriques, G. Intercalations de roches volcaniques, H. Alternances marno-silteuses : I. détail.

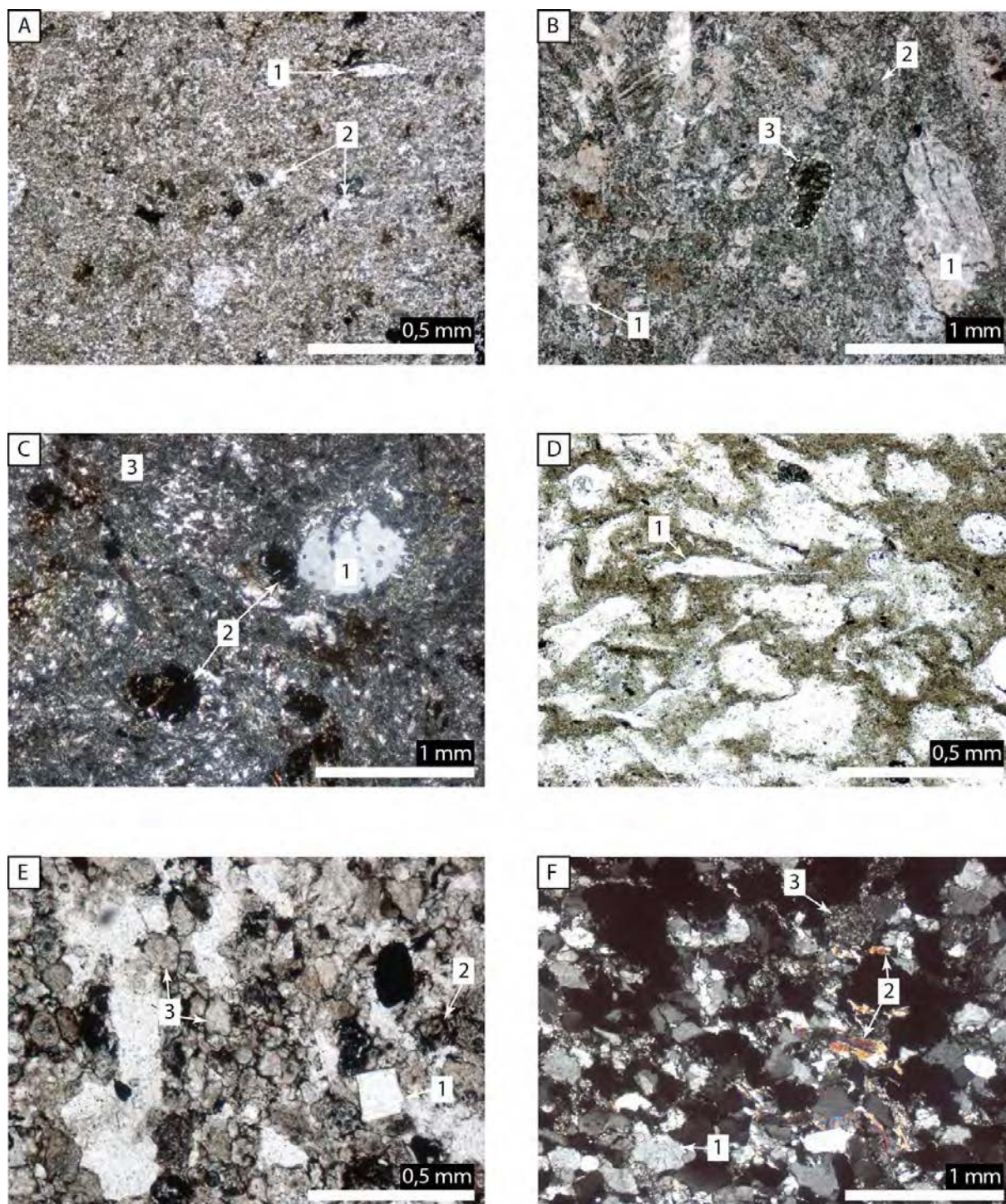


Figure 4.6. Photos de lames minces des formations de Dong Trau et Suoi Bang inférieure, Bassin de Sam Nua.

A. Wacke quartzique (échantillon VN12-42), Lumière Polarisé Non Analysée (LPNA). 1 : écharde de verre volcanique cristallisé ; 2 : grains de quartz.

B. Wacke feldspathique (échantillon VN12-38), LPNA. 1 : plagioclases subanguleux ; 2 : chlorite ; 3 : fragment lithique altéré, arrondi, à texture microlithique.

C. Wacke lithique (échantillon VN12-37), Lumière Polarisée Analysée (LPA). 1 : quartz avec golfe de corrosion ; 2 : fragments lithiques très altérés ; 3 : matrice à quartz et chlorite.

D. Wacke (échantillon VN12-33b), LPNA. 1 : écharde de verre cristallisé.

E. Arénite lithique (échantillon VN12-29), LPNA. 1 : grain de quartz anguleux ; 2 : fragment lithique altéré à texture microlithique ; 3 : fragments lithiques cryptocristallins.

F. Quartz arénite (grès, échantillon VN12-31), LPA. 1 : fragment lithique quartzeux ; 2 : micas blancs ; 3 : fragment lithique microcristallin.

2.1.1.2. Interprétation

L'importance des déformations ne rend pas possible l'étude des associations de faciès et ne permet pas la détermination précise des environnements de dépôt. Néanmoins la présence d'ammonites témoigne d'une mise en place dans des environnements marins. Dans les faciès 1 et 4, l'absence de particules grossières et la présence d'éléments allongés et anguleux, interprétés comme des écharde de verre volcanique cristallisé, indiquent une mise en place par décantation. Ces faciès peuvent donc correspondre soit à des environnements d'offshore inférieur, soit à des environnements marins protégés. La présence de débris de plantes dans le faciès 4 témoigne de la proximité d'une zone émergée. Les faciès 2 et 3 présentent des granulométries plus grossières, témoignant de milieux de dépôts plus énergétiques.

Une constante dans chacun de ces faciès est la présence de nombreux éléments d'origine volcanique (feldspaths anguleux, quartz avec golfes de corrosion). La préservation d'écharde et d'éléments anguleux indiquent l'absence de remaniement. Cela montre que l'activité volcanique à l'origine de ces éléments est contemporaine de la sédimentation. L'existence d'un volcanisme syn-sédimentaire est en outre illustrée les nombreuses intercalations de roches volcaniques. Cette formation s'est donc déposée dans un environnement marin influencé par un volcanisme contemporain de la sédimentation.

Les ammonites décrites dans cette formation (Son et al., 2005 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012 et révision par A. Brayard) indiquent un âge Anisien (247,2-242 Ma).

2.1.1.3. Rhyolites interstratifiées

Les roches volcaniques interstratifiées dans la Formation de Dong Trau (Figure 4.5G) présentent des textures porphyriques marquées, selon les cas, par des phénocristaux de quartz ou de feldspath (Figure 4.7) ; ces derniers sont constitués par des plagioclases altérés et des orthoses montrant des exolutions perthitiques, résultant de la déstabilisation de sanidine. Des minéraux opaques automorphes, parfois de relativement grande taille (Figure 4.7B) ainsi que des zircons sont présents. Des plages de quartz montrant des textures équilibrées dans la mésostase, c'est-à-dire des joints de grains en points triples, indiquent une cristallisation partielle du verre riche en silice. Les roches sont des rhyolites. Elles ont subi un léger métamorphisme. Certains échantillons montrent cependant des sphérolites, qui peuvent indiquer également une cristallisation partielle du verre volcanique, ou résulter d'un taux de surfusion élevé subi par la lave au moment de sa mise en place. Outre des recristallisations (orthose), les feldspaths montrent une altération modérée et des veinules de minéraux argileux d'altération sont présentes dans l'échantillon VN 12-41.

Des zircons des échantillons VN 12-27 et VN 12-41, ont fait l'objet d'analyses géochronologiques (section 2.2) et des analyses géochimiques ont été réalisées sur les roches totales (section 4).

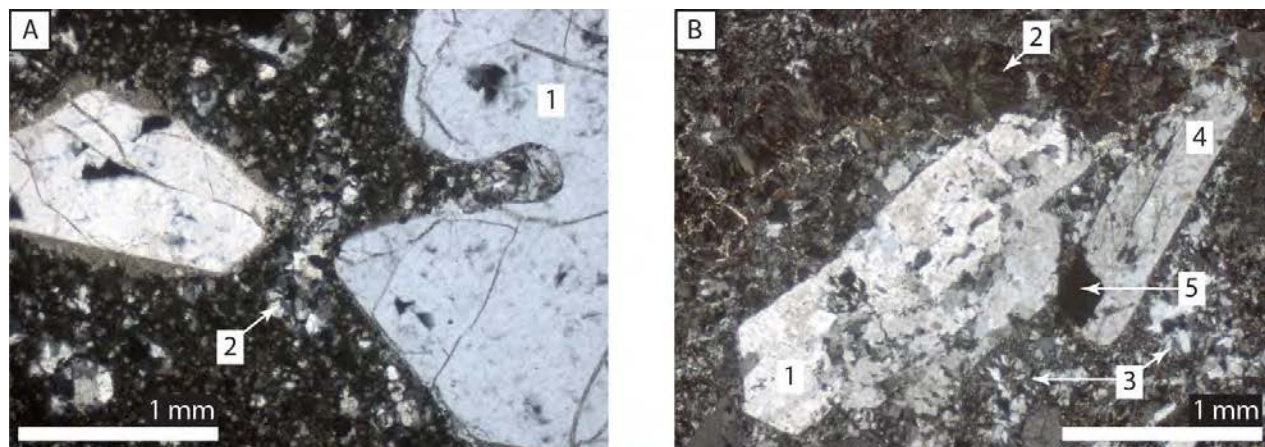


Figure 4.7. Photographies de lames minces de rhyolites interstratifiées dans la Formation de Dong Trau.
 A. Echantillon VN 12-27, LPA. 1 : quartz rhyolitique, présentant un golfe de corrosion ; 2 : mésostase partiellement cristallisée, avec des plages de quartz montrant des textures équilibrées.
 B. Echantillon VN 12-41, LPA. 1 : phénocrystal de feldspath alcalin (orthose perthitique) ; 2 : sphérolite ; 3 : plage de quartz montrant des textures équilibrées ; 4 : phénocrystal de plagioclase ; 5 : minéral opaque automorphe (magnétite ?).

2.1.2. Formation de Suoi Bang inférieure

2.1.2.1. Description

Cette formation repose en discordance sur la Formation Dong Trau (Figures 4.8 et 4.9A). Elle comprend 8 faciès principaux, dont trois conglomératiques (Tableau 4.1). Deux logs sédimentologiques (Figures 4.10 et 4.11) ont été réalisés à la base, juste au-dessus de la discordance. Le log présenté Figure 4.10 a été levé au niveau de la Figure 4.8. La base du log présenté Figure 4.11 a été levée au niveau de la Figure 4.9B et son sommet correspond à la Figure 4.9C.

Deux faciès conglomératiques sont identifiés dans les niveaux reposant en discordance sur les roches volcaniques de la Formation de Dong Trau. Un premier faciès conglomératique (Gh ; Figure 4.9A ; Tableau 4.1) à clastes dominés est constitué par des blocs et galets principalement anguleux à subanguleux, mal classés (taille centimétrique à métrique). Les blocs et galets, polygéniques, sont notamment constitués de quartz, silts, roches volcaniques diverses (mélancrates et mésocrates) et de galets mous. La matrice est constituée de silts et grès rouges. Ce conglomérat présente une stratification horizontale grossière avec des strates décimétriques à métrique granodécroissantes. Ce faciès est interprété comme un dépôt tractif de haut régime hydrodynamique (e.g. Postma, 1990 ; Miall, 1996).

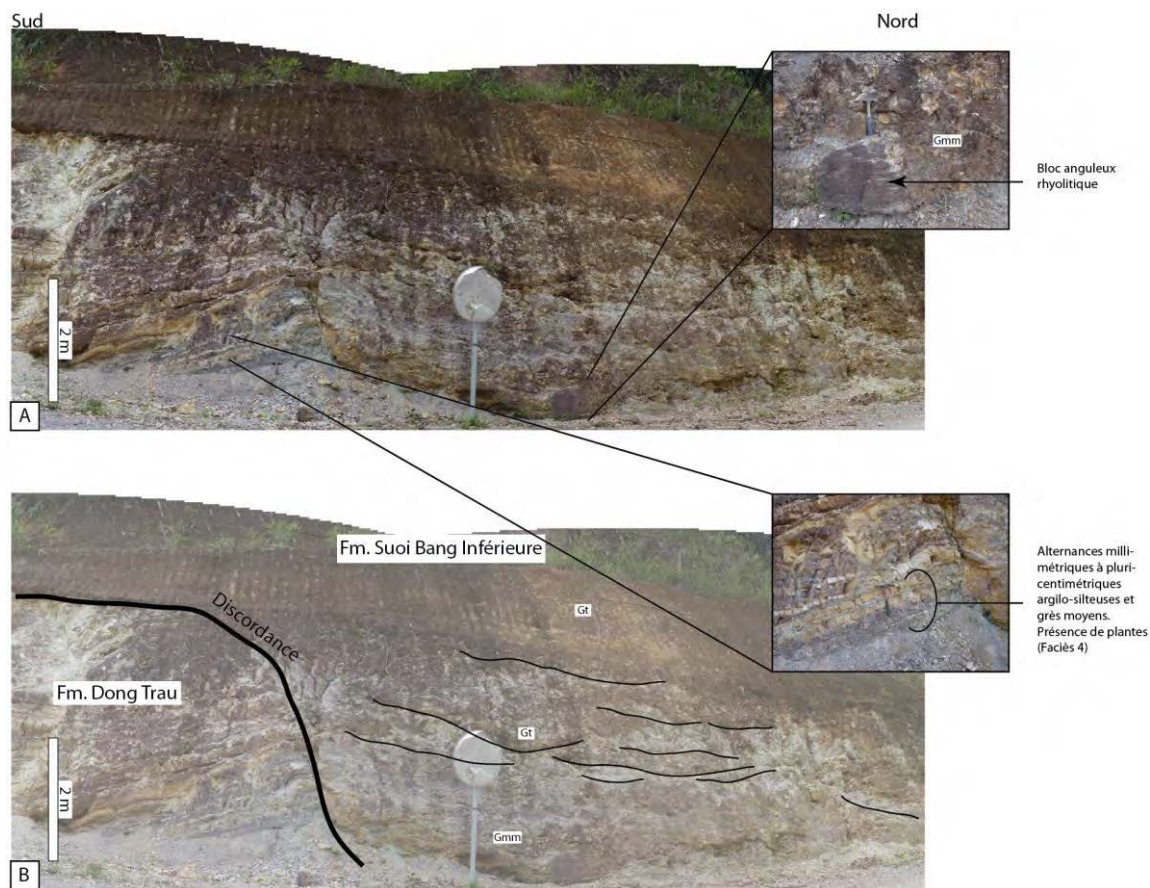


Figure 4.8. Discordance entre les formations de Dong Trau et de Suoi Bang inférieure.
A. Panorama, B. Interprétation. Gt, Gmm : faciès conglomératiques (voir texte et Tableau 4.1).

Tableau 4.1. Faciès principaux de la Formation Suoi Bang inférieure.

Code	Lithofaciès	Structures sédimentaires	Processus de dépôt
Silts et argiles			
Fm	Argiles ou silts relativement homogène	Massif	Décantation
Fc	Argiles bleues à noires, riches en matière organique	Laminations planes	Décantation
Grès			
Sm	Sables fins à grossiers, relativement bien triés. Grains arrondis à sub-arrondis de nature lithologique variée (fragments lithiques variés, quartz)	Massif	Dépôt gravitaire, écoulement en masse aérien ou courant turbide de haute densité (Lowe, 1982; Mulder et Alexander, 2001; Postma, 1990)
Sp	Sables grossiers, bien triés à grains de quartz, fragments lithiques et micas blancs	Stratifications obliques planes	Courant tractif, partie moyenne du bas régime hydrodynamique, mégarides 2D (Miall, 1996)
St	Sables grossiers à gravier, mal trié, avec quelques galets arrondis polygéniques	Bases érosives. Stratifications obliques arquées soulignées par les variations granulométriques	Partie supérieure du bas régime hydrodynamique, mégarides 3D (Miall, 1996)
Sh	Sables grossiers à très grossiers, avec quelques galets	Stratification horizontale soulignée par les différences de granulométrie	Lits plans de haut régime hydrodynamique (Miall, 1996)
Conglomérats			
Gh	Blocs et galets anguleux de quartz, silts, volcanites diverses et galets mous, très mal triés (cm à m), claste porté. Matrice silteuse à gréseuse	Stratification horizontale granodécroissante décimétrique à métrique	Courant tractif, haut régime hydrodynamique (Postma, 1990; Miall, 1996)
Gmm	Blocs et galets anguleux à arrondis de volcanites, et quartz, très mal triés (cm à m), claste porté. Matrice à graviers	Base très érosive, pas de structure apparente	Coulée de débris (Postma, 1990; Miall, 1996)
Gt	Galets subanguleux à arrondis, mal triés, en bancs parfois granodécroissants	Stratifications obliques en auge (largeur plurimétrique, hauteur décimétrique à pluridécimétrique)	Partie supérieure du bas régime hydrodynamique, mégarides 3D (Miall, 1996)

Un second faciès conglomératique (Gmm ; Figure 4.8, Tableau 4.1) est rencontré au-dessus de la discordance avec la Formation de Dong Trau. Ces conglomérats sont à matrice dominée et constitués de blocs et galets anguleux à arrondis, très mal triés (taille centimétrique à métrique). La nature des blocs et galets est beaucoup moins diversifiée que dans le faciès Gh ; ceux-ci sont essentiellement constitués de roche volcanique (rhyolitique), avec quelques galets de quartz. La matrice est relativement grossière (graviers). Ce faciès est interprété comme un dépôt de coulée de débris (e.g. Postma, 1990 ; Miall, 1996).

Le troisième faciès conglomératique présent dans cette formation (Gt ; Figure 4.9B, Tableau 4.1) est constitué de galets subanguleux à arrondis, décimétriques à centimétriques, relativement mieux triés que ceux des faciès Gh et Gmm. Les galets soulignent des stratifications obliques en auge (largeur pluri-métrique, hauteur décimétrique à pluri-décimétrique). Ce faciès est typique de la migration de mégarides 3D (Tableau 4.1).

Trois faciès gréseux sont présents dans cette formation. Un premier faciès gréseux est représenté par des grès massifs (Sm ; Figure 4.9B, Tableau 4.1), sans structure sédimentaire apparente, qui sont constitués de sables fins à grossiers. L'étude pétrographique (Figure 4.6E) révèle la présence d'éléments relativement bien triés ($\approx 0,2$ mm), de natures variées. La majorité sont constitués par des fragments lithiques microcristallins et microgrenus, en général arrondis. Des grains de quartz monocristallins, en général anguleux, parfois sub-arrondis sont également présents ainsi que de rares feldspaths, des micas blancs, de la chlorite et des minéraux opaques. Ce faciès est caractéristique de dépôt gravitaire, d'écoulement en masse aérien ou courant turbide de haute densité (Lowe, 1982 ; Postma, 1990 ; Mulder et Alexander, 2001).

Le second faciès gréseux (Sp ; Figure 4.9D ; Tableau 4.1) est constitué de sable grossier à stratification oblique plane, soulignée par des lamines plus riches en micas. L'étude de lames minces (Figure 4.6F) montre des éléments bien triés ($\approx 0,5$ mm) constitués de grains de quartz monocristallins, en général sub-arrondis à subanguleux, qui dominent sur les fragments lithiques (microgrenus et microcristallins), en général arrondis. Une orientation préférentielle des minéraux à habitus tabulaire (micas blancs en particulier) y est observée. Parmi les minéraux accessoires, cette roche comprend de nombreux zircons, arrondis ou automorphes, qui ont fait l'objet d'une analyse géochronologique (échantillon VN 12-31, cf. section 2.2). La présence de micas blancs et la plus forte proportion des grains de quartz dans le faciès Sp dénotent une plus grande maturité de ce faciès par rapport au faciès Sm. Le faciès Sp résulte de courants tractifs induits par la migration de mégarides 2D.

Le troisième faciès gréseux (St ; Figure 4.9C, Tableau 4.1) est constitué de sables grossiers à gravier, avec quelques galets arrondis ayant des natures lithologiques assez variées (galets silteux et quartziques notamment). Les variations granulométriques soulignent des stratifications obliques arquées. La base de ces niveaux est nettement érosive. Ce faciès est typique de la migration de mégarides 3D.

Deux faciès plus fins sont également présents dans cette formation. Le premier (Fm ; Figure 4.9B, Tableau 4.1) est représenté par des argiles à silts relativement homogènes et sans structure sédimentaire apparente. Néanmoins, la schistosité bien exprimée y rend difficile la mise en évidence de structures sédimentaires. Le second faciès fin est représenté par des argiles bleues à noires, riches en matière organique (Fc ; Figure 4.9C, Tableau 4.1) montrant des laminations planes. Ces faciès correspondent à des dépôts mis en place par décantation.

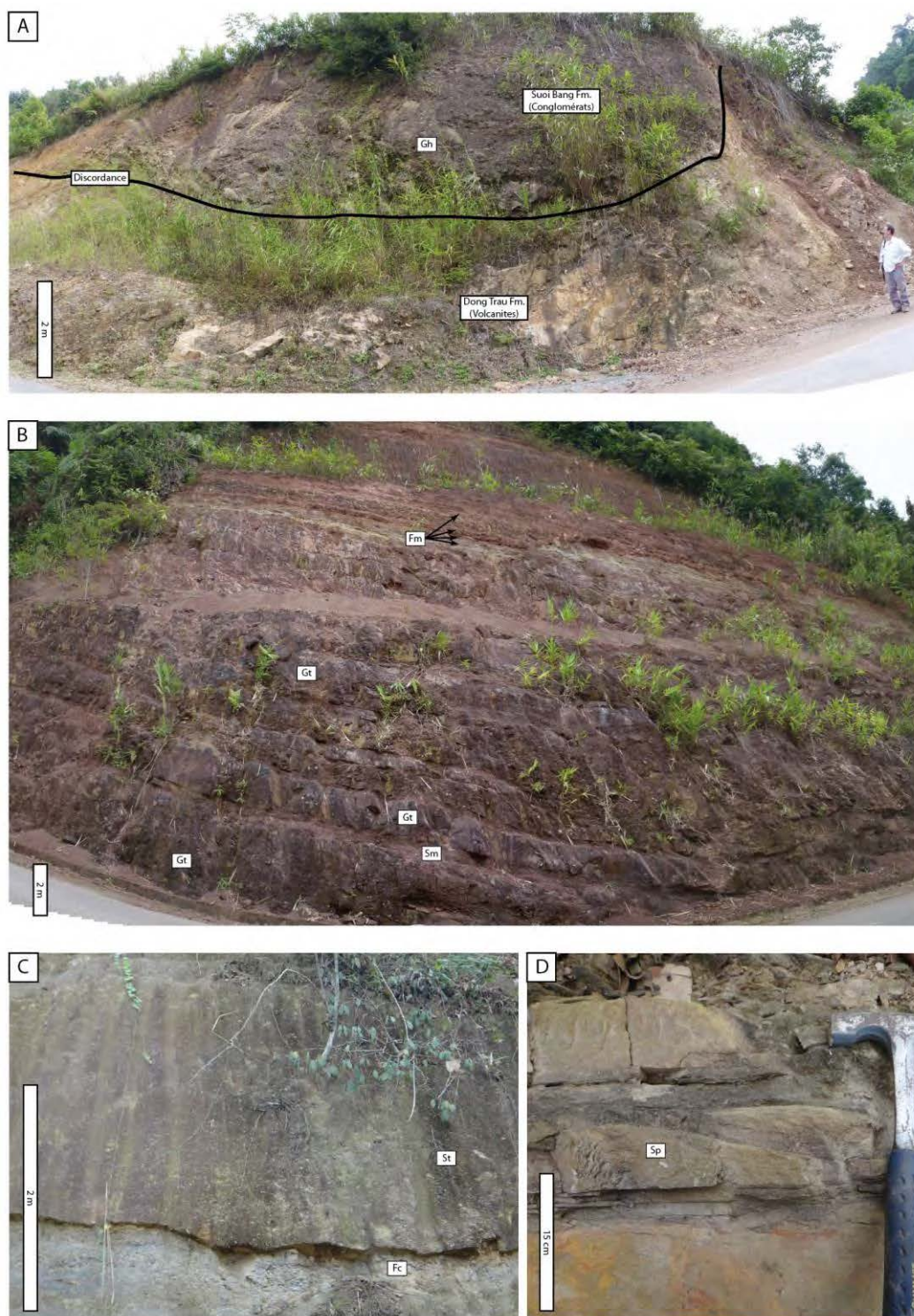


Figure 4.9. Formation de Suoi Bang inférieure.

A. Discordance séparant les formations Suoi Bang inférieure et Dong Trau, B. Faciès représentatifs de la base de la Formation Suoi Bang inférieure, C., D. Faciès représentatifs de la Formation Suoi Bang.

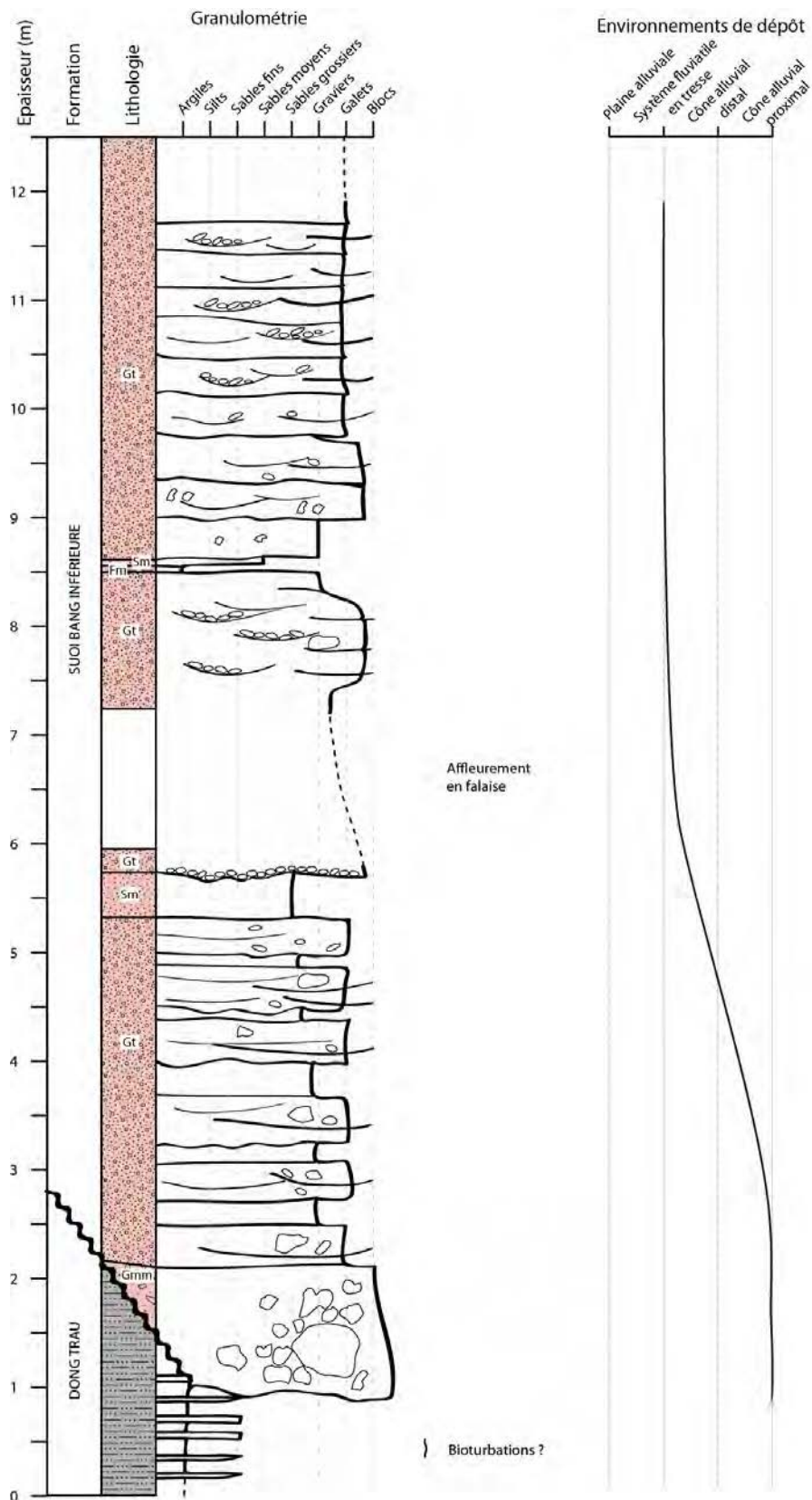


Figure 4.10. Log sédimentologique levé au niveau de l’affleurement présenté sur la Figure 4.8.



Figure 4.11 (page précédente). Log sédimentologique levé entre les affleurements présentés dans la Figure 4.9B (base du log) et 4.9C (sommet du log).

Les pendages mesurés le long de ce log ont été utilisés pour estimer l'épaisseur non représentée sur ce log (absence d'affleurement, entre 63 et 199 m au dessus de la discordance). Deux directions de paléocourants sont indiquées en base de log, mais le sens n'a pas pu être déterminé. L'échantillon VN 12-29 a fait l'objet d'une analyse géochronologique (cf. section 2.2).

2.1.2.2. Interprétation

Juste au-dessus de la discordance, dans les zones les plus incisées, seuls deux faciès conglomératiques (faciès Gmm et Gh, Tableau 4.1) sont présents. Ils correspondent à des dépôts de coulées de débris et de courants tractifs de haute énergie typiques de **dépôts de cône alluvial** relativement proximaux (Figures 4.9A, 4.10 et 4.11). De plus, l'angulosité des blocs et galets retrouvés dans ces faciès ainsi que le caractère presque exclusivement monogénique des blocs du faciès Gmm confirment un transport sur des distances relativement faibles.

Surmontant ces dépôts ou reposant directement sur la discordance, les faciès sont un peu plus diversifiés. Le faciès Gt (Tableau 4.1), majoritaire, alterne avec les faciès Gmm et Sm (Tableau 4.1). Ces alternances caractérisent des dépôts de cône alluvial distaux (Blair, 1999, 2000 ; Nalpas et al., 2008) où les réseaux fluviaux (dépôts de mégarides 3D ; faciès Gt) commencent à s'exprimer par rapport aux coulées de débris (faciès Gmm) et aux écoulements en masse subaérien (faciès Sm).

L'angulosité et le diamètre moyen des blocs et galets (décimétriques puis centimétriques) du faciès Gt diminuent progressivement vers le haut de la colonne stratigraphique. Les faciès conglomératiques y sont minoritaires et passent progressivement à des sables grossiers avec quelques galets soulignant des stratifications obliques arquées (faciès St, Tableau 4.1) ou des sables massifs d'épaisseur décimétrique (faciès Sm, Tableau 4.1). Ces faciès gréseux alternent avec des faciès silto-argileux d'épaisseur décimétrique à plurimétrique (faciès Fm et Fc, Tableau 4.1). Les faciès Fm, typiques de dépôts de plaine d'inondation, ont des épaisseurs décimétriques à plurimétriques et peuvent être riches en matière organique (faciès Fc ; Tableau 4.1, Figure 4.11). Les faciès Sm, d'épaisseur décimétrique, sont interstratifiés dans les faciès de plaine d'inondation et représentent des faciès de débordement. L'environnement de dépôt est donc ici représenté par des systèmes fluviaux tractifs dominants, de type rivière en tresses (Miall, 1996) avec à la base peu de faciès de plaine alluviale interstratifiés. En montant dans la série, les dépôts de plaine d'inondation deviennent stratocroissants et les mégarides 3D montrent des incisions moins importantes, une granulométrie plus fine et des grains moins anguleux (Figure 4.11). Cela caractérise un système fluvial en tresse plus distal, alternant avec des faciès de plaine alluviale et montre un éloignement par rapport à la source. De plus, vers le sommet de la coupe, les faciès de plaine d'inondation peuvent être riches en matière organique (faciès Fc) attestant ainsi un milieu plus calme, favorable à la préservation de la matière organique. Ainsi l'évolution générale de la Formation Suoi Bang inférieure, depuis des **cônes alluviaux vers des rivières en tresses de plus en plus distales**, montre une tendance rétrogradante à l'échelle de la coupe étudiée (Figure 4.11).

Cette formation est attribuée au Norien – Rhétien (Son et al., 2005 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012). Cette datation repose principalement sur des corrélations lithostratigraphiques et sur des fossiles marins (!), dont certains sont endémiques au

Nord du Vietnam (cf. Figure 4.2). Afin d'apporter des contraintes plus fiables sur l'âge de ces dépôts des datation U-Pb sur zircons détritiques ont été réalisées dans le cadre de cette étude (cf. section 2.2).

2.1.3. Formation de Suoi Bang supérieure

La Formation de Suoi Bang supérieure est constituée d'un faciès argileux à silteux à nodules. Ceux-ci renferment parfois des fossiles, parmi lesquels des bivalves et des ammonites (Figures 4.12) dont la détermination au niveau spécifique n'a pas été possible. D'après A. Brayard (communication personnelle), il s'agirait d'une nouvelle espèce, appartenant à un genre connu uniquement au Carnien supérieur (c.a. 230-227 Ma).

L'analyse pétrographique du cœur d'un nodule de cette formation a par ailleurs confirmé la présence de matériel très fin, dans lequel sont présents des minéraux à habitus aciculaire indéterminables.

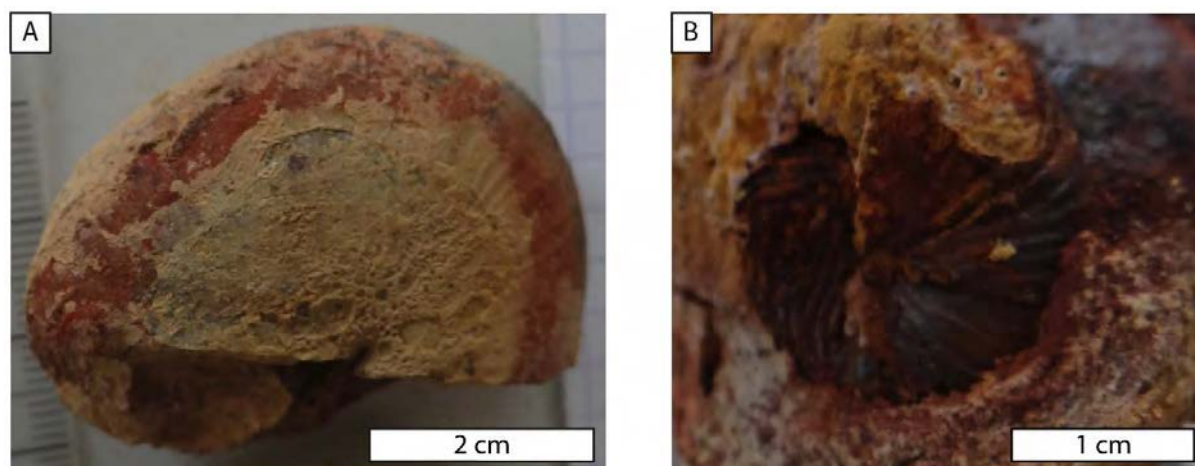


Figure 4.12. Ammonites prélevées dans la Formation Suoi Bang supérieure. Bien que l'espèce à laquelle appartienne ces ammonites soit indéterminée (il s'agit potentiellement d'une nouvelle espèce), le genre auquel elles appartiennent est typique du Carnien supérieur (A. Brayard). Ces ammonites correspondent à l'échantillon VN 12-25 (Figure 4).

Les relations stratigraphiques entre cette formation et les autres formations du Bassin de Sam Nua n'ont pas pu être observées à l'affleurement. Deux hypothèses sont possibles quand à sa position stratigraphique. Soit elle est stratigraphiquement au dessus de la Formation de Suoi Bang inférieure (hypothèse 1), soit il s'agit d'une autre formation (hypothèse 2) amenée dans sa position actuelle par le jeu d'une faille décrochante dont la présence ne serait pas reconnue sur la carte du Bassin de Sam Nua (Figure 4.4). Ces deux hypothèses ont des implications différentes sur l'âge possible de la Formation de la Suoi Bang inférieure et sur l'âge de la discordance reconnue entre la Formation de Dong Trau et la Formation de Suoi Bang inférieure. Ces hypothèses seront discutées dans la section 2.2.4.

Il est important de noter que la terminologie de « Formation de Suoi Bang inférieure » et « Formation de Suoi Bang supérieure » employée dans ce travail n'a qu'un sens purement descriptif. Les termes « inférieur » et « supérieur » n'ont aucune connotation chronologique.

2.2. Géochronologie U-Pb sur zircon

2.2.1. Résultats

Les résultats analytiques sont disponibles dans l'Annexe 4.1.

2.2.1.1. Formation de Dong Trau

2.2.1.1.1. Roche volcano-sédimentaire

L'analyse pétrographique de l'échantillon VN 12-38 (grès grossier) a révélé la présence de volcanoclastes et de zircons (Figure 4.6B) dont 99 ont été analysés. La plupart des zircons sont automorphes, parfois subanguleux ou cassés (Figure 4.13A), relativement petits (grand axe $\approx 100 \mu\text{m}$) et présentent une coloration rose pale homogène en lumière réfléchie. De rares zircons arrondis à sub-arrondis présentent des colorations plus variées, jaunâtres à orangées. Les structures internes révélées en cathodoluminescence (CL) sont variables. Une proportion relativement importante des zircons présente des variations de luminescence par patch, avec des zones fortement luminescentes et d'autres quasiment non luminescentes tel que le grain Zr 62 (Figure 4.13A). D'autres zircons, tel que le grain Zr 63 (Figure 4.13A) ne sont pas luminescents. Enfin, de rares zircons présentent des zonations oscillatoires bien marquées. Les rapports Th/U, compris entre 0,31 et 2,38, sont typiques de zircons d'origine magmatique (Rubatto, 2002). Les analyses présentant des rapports Th/U > 1 correspondent à des zircons non ou faiblement luminescents (grain Zr 36 : Th/U = 1,1). Les limites de détection sont relativement élevées pour cet échantillon (Tableau 4.2) avec la $LD_{1(pL=0,5)}$ à 7 % et la $LD_{3(pL=0,95)}$ à 51 %.

Hormis un zircon ayant donné une date de $1054 \pm 22 \text{ Ma}$ ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, Figure 4.13B), les analyses sont réparties entre ca. 270 Ma et ca. 230 Ma (Figure 4.13C). Un âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $243,0 \pm 12,0 \text{ Ma}$ ($N = 3$, $\text{MSWD} = 2,9$), répondant au critère des trois grains adopté dans ce travail (Dickinson et Gehrels, 2009), est calculé à partir de trois grains appartenant à la population la plus jeune. Bien que le MSWD associé à cet âge soit acceptable au seuil de 95 % de confiance (Wendt et Carl, 1991), les trois dates utilisées pour ce calcul ont une concordance comprise entre 90 et 93 %. Afin de minimiser l'effet des pertes en Pb, probablement à l'origine de la sub-concordance des trois grains utilisés pour le calcul de l'âge moyen pondéré, un âge Tuff Zirc (Ludwig et Mundil, 2002) est préféré pour cet échantillon. **L'âge Tuff Zirc** extrait, basé sur 4 grains, est de **$257,5 +1,8/-9,1$** (incertitude à 87,8 % de confiance). Cet âge est **interprété comme l'âge maximum de dépôt** (Tableau 4.2, Figure 4.13E).

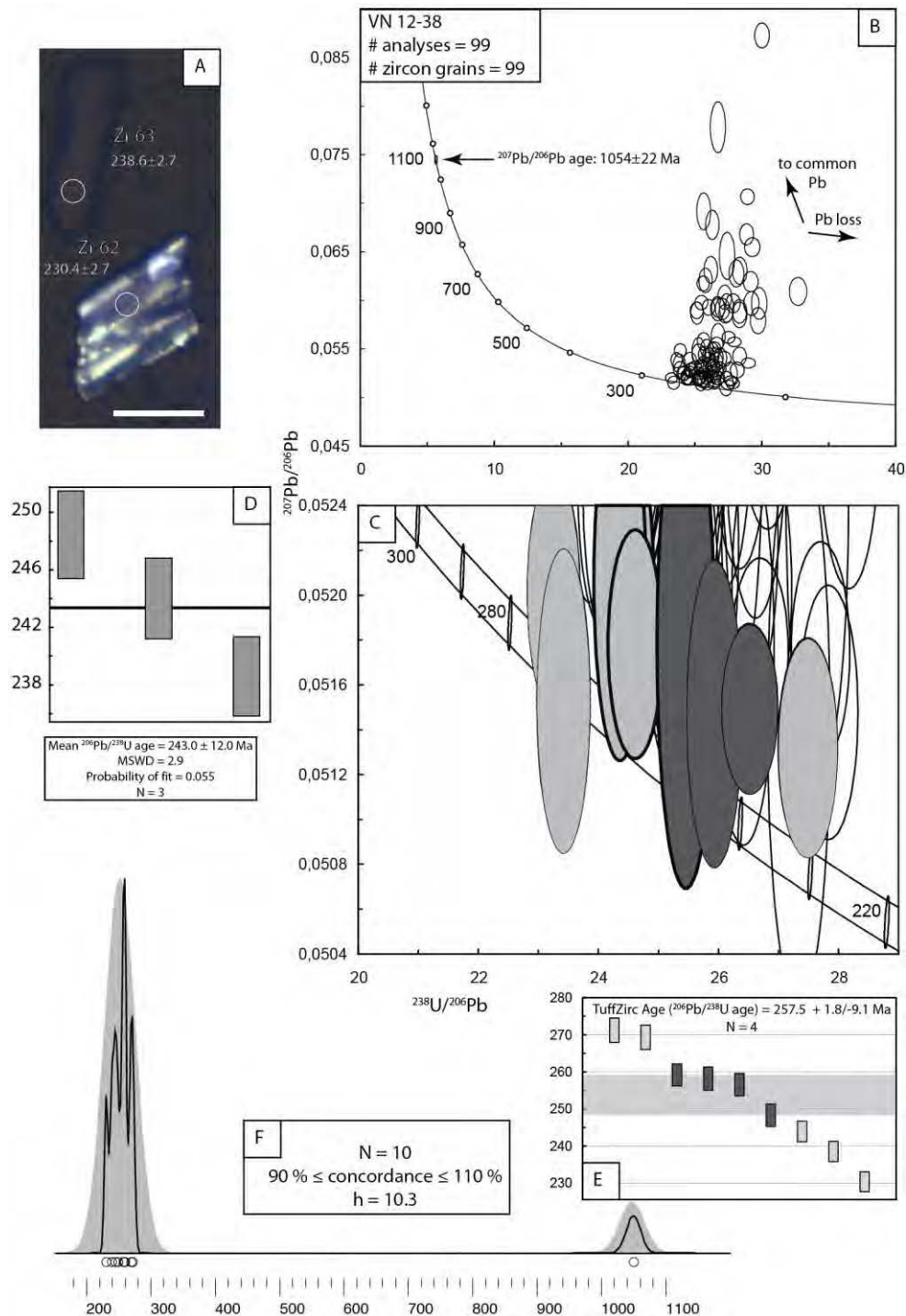


Figure 4.13. Analyses géochronologiques de l'échantillon VN 12-38.

A. Image composite en cathodoluminescence superposée à l'image en lumière réfléchie de deux zircons de l'échantillon VN 12-38. Le grain Zr 63 n'est pas luminescent et ne serait pas visible sans la superposition de l'image en lumière réfléchie. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 25 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Tera Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Digramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses en gris clair correspondent aux analyses concordantes (concordance comprise entre 90 % et 110 %). Les ellipses en gris foncé correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge moyen pondéré. Les ellipses entourées par un trait gras correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge *TuffZirc*, interprété comme l'âge maximum de dépôt.

D. Age moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Age *Tuff Zirc*. Les boîtes sont dessinées à 1σ , les boîtes en gris foncé sont incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

F. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

2.2.1.1.2. Roches volcaniques

Deux échantillons de rhyolite interstratifiée dans la Formation de Dong Trau ont été datés (Tableau 4.3). L'un a été prélevé immédiatement en dessous de la discordance avec la Formation de Suoi Bang inférieure (VN 12-27) et l'autre dans une zone éloignée de la discordance (VN 12-41). L'échantillon VN 12-27 a livré de nombreux zircons automorphes et de grande taille (grand axe $> 200 \mu\text{m}$ en général), allongés, parmi lesquels 47 grains ont fait l'objet de 50 analyses. Les zircons prélevés dans l'échantillon VN 12-41, légèrement plus petits, sont également automorphes et allongés. Cinquante neuf grains prélevés dans cet échantillon ont été analysés. En lumière réfléchie, ces zircons sont translucides, parfois très légèrement rosâtres. Compte tenu de leurs similarités, les résultats des analyses géochronologiques réalisées sur ces deux échantillons sont présentés ensemble. La structure interne des zircons de ces deux échantillons, révélée par CL, est marquée par des zonations oscillatoires faiblement marquées et par la présence de zones plus ou moins luminescentes au sein d'un même grain (Figures 4.14A et 4.15A). Certains zircons ne montrent pas de zonation particulière en CL. Les rapports Th/U obtenus (0,27 à 1,39 pour VN 12-27 et 0,44 à 1,27 pour VN 12-41) sont compatibles avec une origine magmatique (i.e. $> 0,1$).

La plupart des analyses des deux échantillons sont réparties en position sub-concordante, entre ca. 260 Ma et 230 Ma (Figures 4.14C et 4.15C). La sub-concordance, probablement liée à des pertes en Pb, donne des âges moyens pondérés ayant des MSWD très élevés (non présentés). Des **âges Tuff Zirc** ont été calculés afin de minimiser l'effet des pertes en Pb. Les dates obtenues sont de **249,4 \pm 1,9/-2,2 Ma** (N = 22) et **244,2 \pm 2,6/-1,7 Ma** (N = 22) pour les échantillons VN 12-27 et VN 12-41 respectivement (Figures 4.14D et 4.15D, Tableau 4.3) et sont interprétés comme la meilleure estimation possible de l'âge de mise en place de ces roches volcaniques.

L'échantillon VN 12-27 contient par ailleurs un zircon concordant présentant une date $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ de $1140,7 \pm 21,8 \text{ Ma}$ (incertitude à 1σ) et l'échantillon VN 12-41 un zircon concordant à 91 % ayant une date $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $605,6 \pm 7,1 \text{ Ma}$ (incertitude à 1σ). Ces grains sont interprétés comme des xénocristaux incorporés dans le magma au cours de sa remontée vers la surface. Cela indique que ces magmas ont traversé, au cours de leur remontée, un socle comportant des roches de différents âges, probablement constitué par de la croûte continentale.

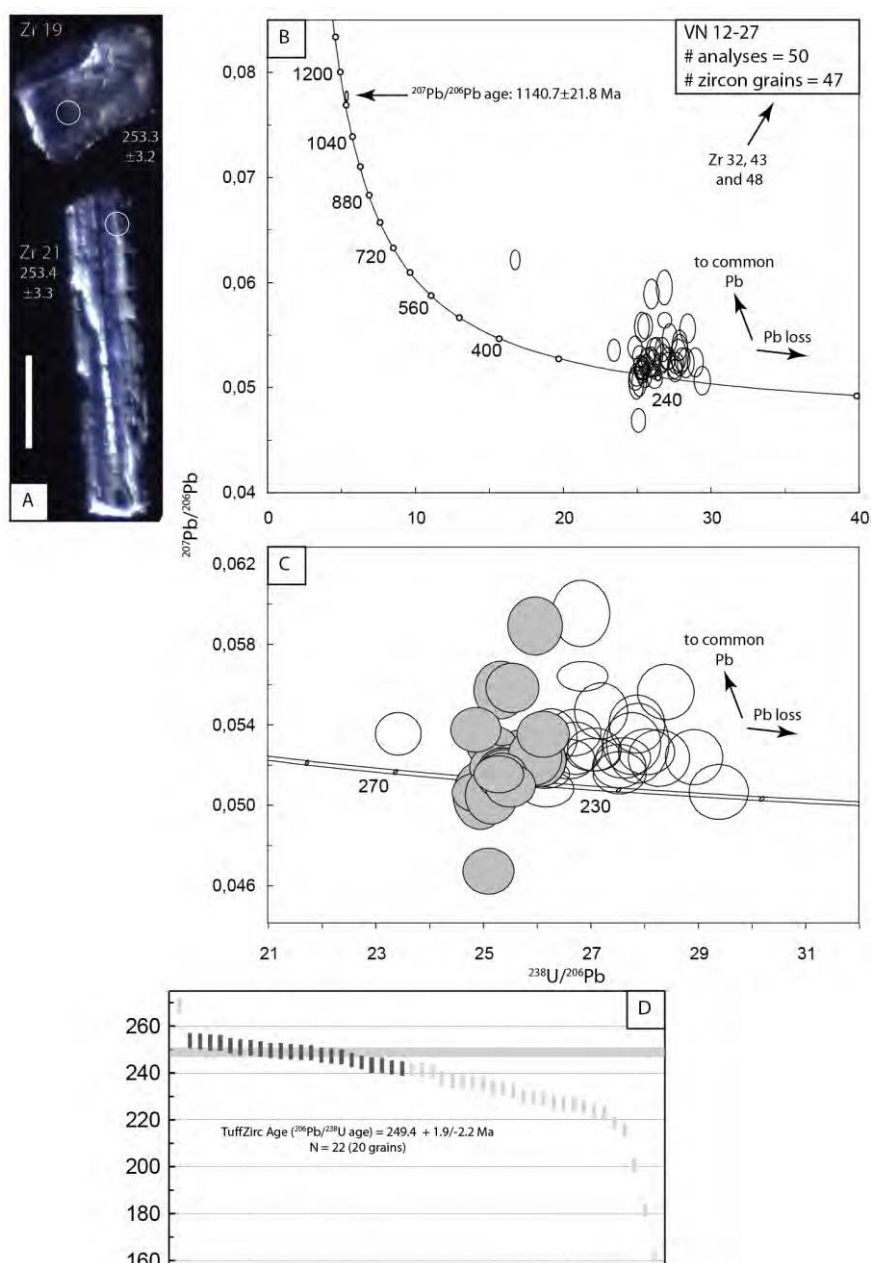


Figure 4.14. Analyses géochronologiques de l'échantillon VN 12-27.

A. Image en cathodoluminescence de zircons représentatifs. La barre d'échelle mesure 100 μm. Les cercles (Ø = 25 μm) indiquent l'emplacement échantillonné par ablation laser. L'incertitude est donnée à 1σ.

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ.

C. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses en grisés correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge *TuffZirc*. Les ellipses sont dessinées à 1σ.

D. Age *TuffZirc*. Les boîtes sont dessinées à 1σ, les boîtes en gris foncé sont incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

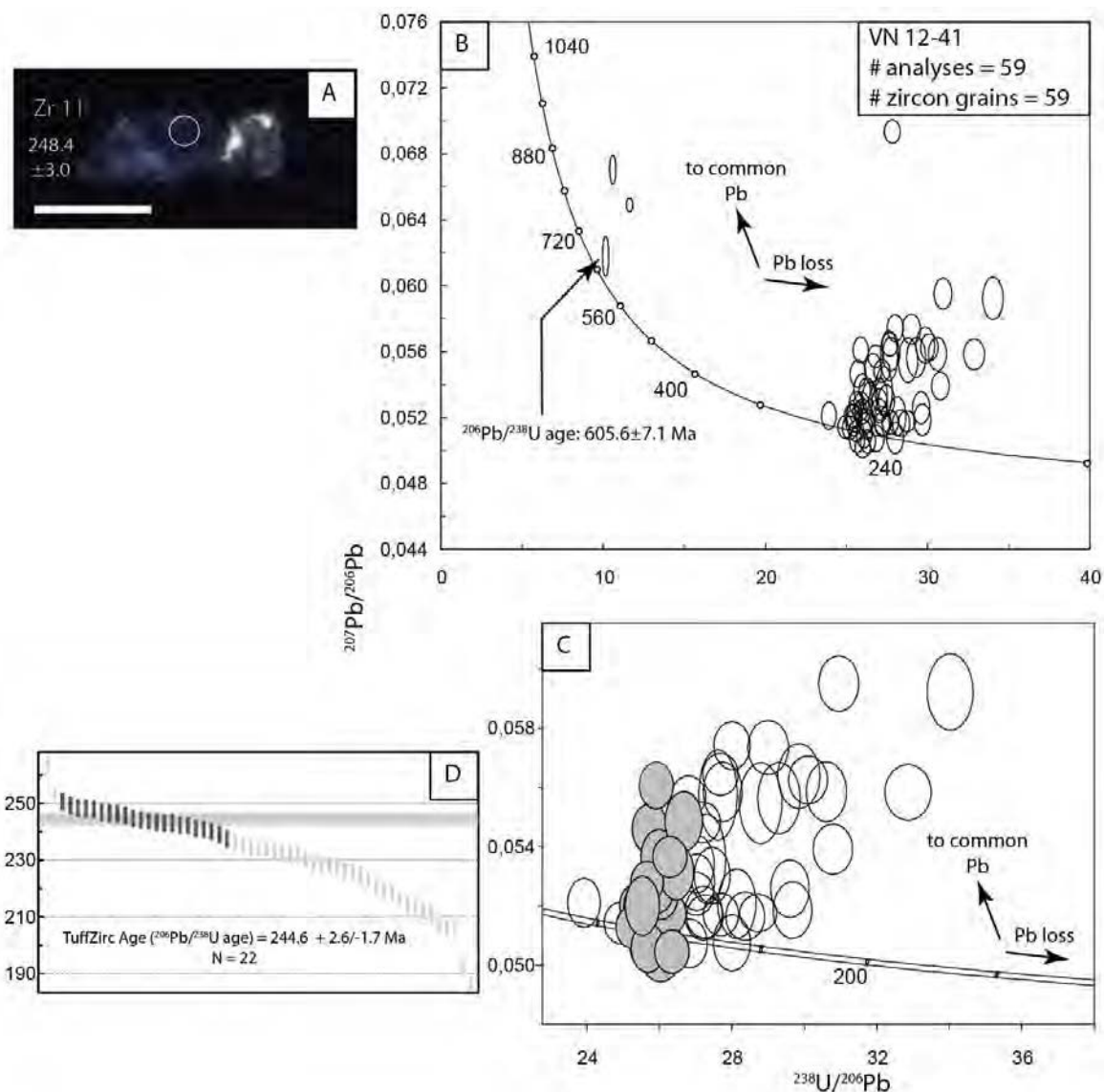


Figure 4.15. Analyses géochronologiques de l'échantillon VN 12-41.

A. Image en cathodoluminescence d'un zircon représentatif. La barre d'échelle mesure 100 μm. Le cercle (Ø = 25 μm) indique l'emplacement échantillonné par ablation laser. L'incertitude est donnée à 1σ.

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ.

C. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses en grisés correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge *TuffZirc*. Les ellipses sont dessinées à 1σ.

D. Age *TuffZirc*. Les boîtes sont dessinées à 1σ, les boîtes en gris foncé sont incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

2.2.1.2. Formation de Suoi Bang inférieure

Deux échantillons de grès prélevés dans la Formation Suoi Bang inférieure, VN 12-29 et VN 12-31, ont été datés. Deux protocoles d'échantillonnage différents ont été mis en œuvre lors de la sélection des zircons de l'échantillon VN 12-29, l'un aléatoire (VN 12-29A) et l'autre classique (VN 12-29B, cf. Chapitre 2). L'échantillon VN 12-29 a été prélevé environ 5 mètres au dessus de la discordance avec la Formation de Dong Trau (Figure 4.10). La position stratigraphique de l'échantillon VN 12-31 n'est pas connue plus précisément que son appartenance à la Formation de Suoi Bang inférieure.

- Echantillon VN 12-31

Cet échantillon correspond à un grès grossier, bien trié, riche en grains de quartz, fragments lithiques divers et micas blancs (Figure 4.6F). Les zircons prélevés se caractérisent par une grande variété de formes, automorphes à complètement arrondies, par des couleurs translucides, jaunes, bruns, rouges, ou roses et par des tailles variées. La luminescence de ces zircons est également variable, certains sont très luminescents tandis que d'autres ne luminescent presque pas, voire pas du tout (Figure 4.16A). Quelques zircons ont des cœurs hérités et une, voire plusieurs, surcroissances. Certains montrent des zonations oscillatoires typiques des zircons magmatiques. La majeure partie des grains a un rapport Th/U compatible avec une origine magmatique (compris entre 0,09 et 5,99), mais deux grains présentent des rapports de 0,07 (grain Zr 06) et 0,03 (grain Zr 09) attribués à une origine métamorphique probable. La variété des formes, des structures et des rapports Th/U se retrouve également dans les âges obtenus lors de l'analyse de ces zircons.

Cinquante-huit grains ont donné des analyses concordantes dont les âges apparents sont compris entre $258,1 \pm 3,2$ Ma (âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, incertitude à 1σ) et $2821,1 \pm 17,6$ Ma (âge $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$, incertitude à 1σ). Ces âges définissent de nombreuses populations (la probabilité la plus forte est obtenue avec BayesMix pour 28 populations distinctes dans cet échantillon), dont la proportion relative pour chacune d'elle est faible. Ce grand nombre de populations impose des limites de détection très basses pour réaliser un échantillonnage représentatif. Les limites de détection pour cet échantillon, relativement basses ($\text{LD}_{1(\text{pL}=0,5)} = 1\%$ et $\text{LD}_{3(\text{pL}=0,95)} = 11\%$; Tableau 4.2), impliquent tout de même la présence de populations dont la proportion soit supérieure à 11 % pour avoir 95 % de chance d'en échantillonner au moins trois grains et définir ainsi un âge maximum de la sédimentation selon les critères adoptés.

L'âge **maximum de dépôt** obtenu pour cet échantillon est de $447,5 \pm 3,1$ Ma (âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $N = 11$, $\text{MSWD} = 0,79$). Les principales autres populations présentes se répartissent entre ca. 910 et 1160 Ma (6 populations répertoriées avec BayesMix dans cet intervalle) et s'étendent jusqu'à Mésoarchéen (cf. Figure 4.16F).

Trois grains concordants ont des âges apparents $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $271,8 \pm 3,4$, $269,1 \pm 3,3$ et $258,1 \pm 3,2$ Ma (incertitudes à 1σ), plus jeunes que l'âge maximum de dépôt. Ces âges pourraient soit correspondre à des artéfacts, soit appartenir à des populations dont la proportion relative est inférieure à la $\text{LD}_{3(\text{pL}=0,95)}$. Ces trois grains correspondent en effet à la population la plus jeune déterminée avec BayesMix, dont la proportion relative est de 4,0 %. Cette valeur est inférieure à celle de la limite de détection $\text{LD}_{3(\text{pL}=0,5)}$, égale à 5 % (Tableau 4.2). Compte tenu du critère des trois grains adopté et de cette limite de détection, il est cohérent que la taille relative de cette population ne suffise pas à calculer un âge maximum de dépôt. Les âges de ces trois zircons sont par ailleurs plus vieux que l'âge maximum de la sédimentation obtenu avec l'échantillon VN 12-29, appartenant à la même formation (ci-dessous). Cela suggère que ces trois zircons appartiennent à des populations dont la proportion relative est inférieure à la $\text{LD}_{3(\text{pL}=0,95)}$ plutôt que des analyses représentant des artéfacts.

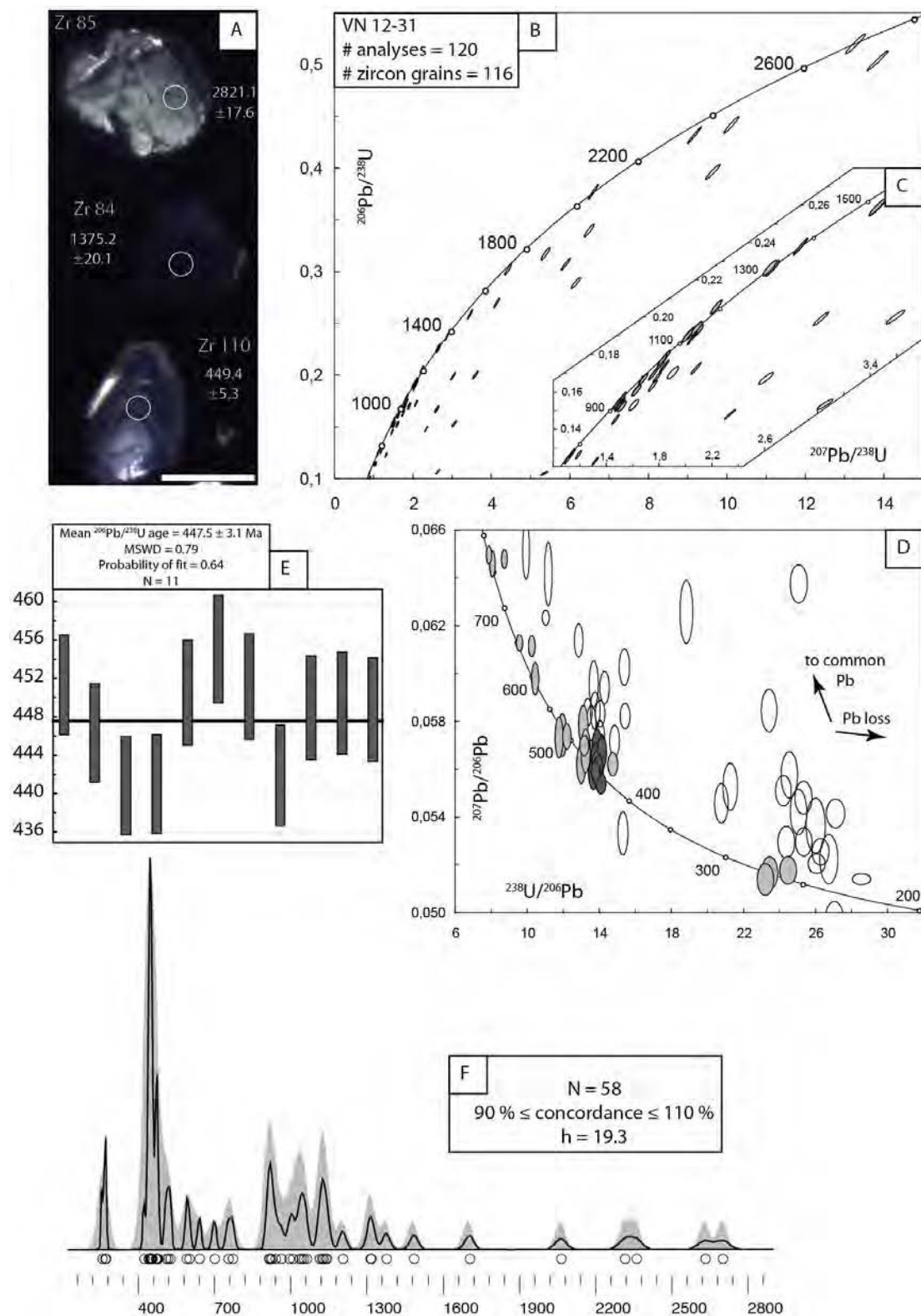


Figure 4.16. Analyses géochronologiques de l'échantillon VN 12-31.

A. Image en cathodoluminescence de trois zircons appartenant à deux populations différentes. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 25 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B, C. Diagrammes Concordia Wetherill. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

D. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses en gris clair correspondent aux analyses concordantes, les ellipses en gris foncé correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt.

E. Age maximum de dépôt calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

F. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

- Echantillon VN 12-29

Cet échantillon a livré une grande quantité de zircons, ce qui a d'ailleurs permis de tester deux protocoles d'échantillonnage différents. Un total de 198 analyses sur 196 grains a été réalisé sur deux « sous échantillons », VN 12-29A et VN 12-29B, pour lesquels les limites de détections sont similaires (respectivement, $\text{LD}_{1(pL=0,5)}$ à 3 et 4 % et $\text{LD}_{3(pL=0,95)}$ à 26 et 30 %). Les zircons échantillonnés par ces deux protocoles présentent une grande variété de forme, allant de zircons automorphes allongés à des zircons complètement arrondis. Ces zircons sont en général relativement petits (diamètre fréquemment inférieur à 100 μm) bien que certains puissent être relativement gros (Figures 4.17A et 4.18A). En général, les zircons automorphes sont les zircons les plus gros. La coloration de ces zircons est relativement variable, allant d'un rose pâle à une coloration quasiment rouge. Les structures internes des zircons de cet échantillon sont également relativement variables, certains présentent des zonations oscillatoires typiques de zircons magmatiques tandis que d'autres ne montrent pas de zonation particulière en CL. L'intensité de la luminescence est également variable, les zircons bien arrondis étant en général les moins luminescents. Les rapports Th/U, compris entre 0,14 et 2,50, sont compatibles avec une origine magmatique pour l'ensemble de ces zircons sauf un pour lequel ce rapport est de 0,06 et qui pourrait donc avoir une origine métamorphique.

La plupart des autres analyses concordantes de ces deux échantillons se répartissent entre ca. 260 et l'âge maximum de la sédimentation (Figures 4.17E et 4.18E). Une population, définie par 11 grains (2 issus de VN 12-29A et 9 issus de VN 12-29B) ayant un rapport Th/U relativement homogène ($0,58 \pm 0,16$) donne un âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de **$238,2 \pm 1,7 \text{ Ma}$** (MSWD = 0,81 ; Tableau 4.2). Cette date est interprétée comme **l'âge maximum de dépôt** (Figure 4.18F).

Parmi les 198 analyses réalisées sur cet échantillon, deux analyses concordantes (à 95 et 97 %) donnent des âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ respectifs de $228,6 \pm 2,6$ et $225,4 \pm 2,6 \text{ Ma}$ (incertitudes à 1σ). Ces deux âges ne permettent pas de définir un âge maximum de la sédimentation selon les critères adoptés (au moins trois grains) et sont interprétés comme des artéfacts. Quatorze autres grains (dont 10 issus de VN 12-29A et 4 issus de VN 12-29B) ont donné des dates variables, plus vieilles que le groupe d'âge principal entre ca. 260 et 235 Ma et dont le plus vieux donne une date $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ néoarchéenne de $2655,7 \pm 29,0 \text{ Ma}$ (incertitude à 1σ). Les différences des distributions d'âges entre VN 12-29A et VN 12-29B sont traitées en Annexe 2.8.

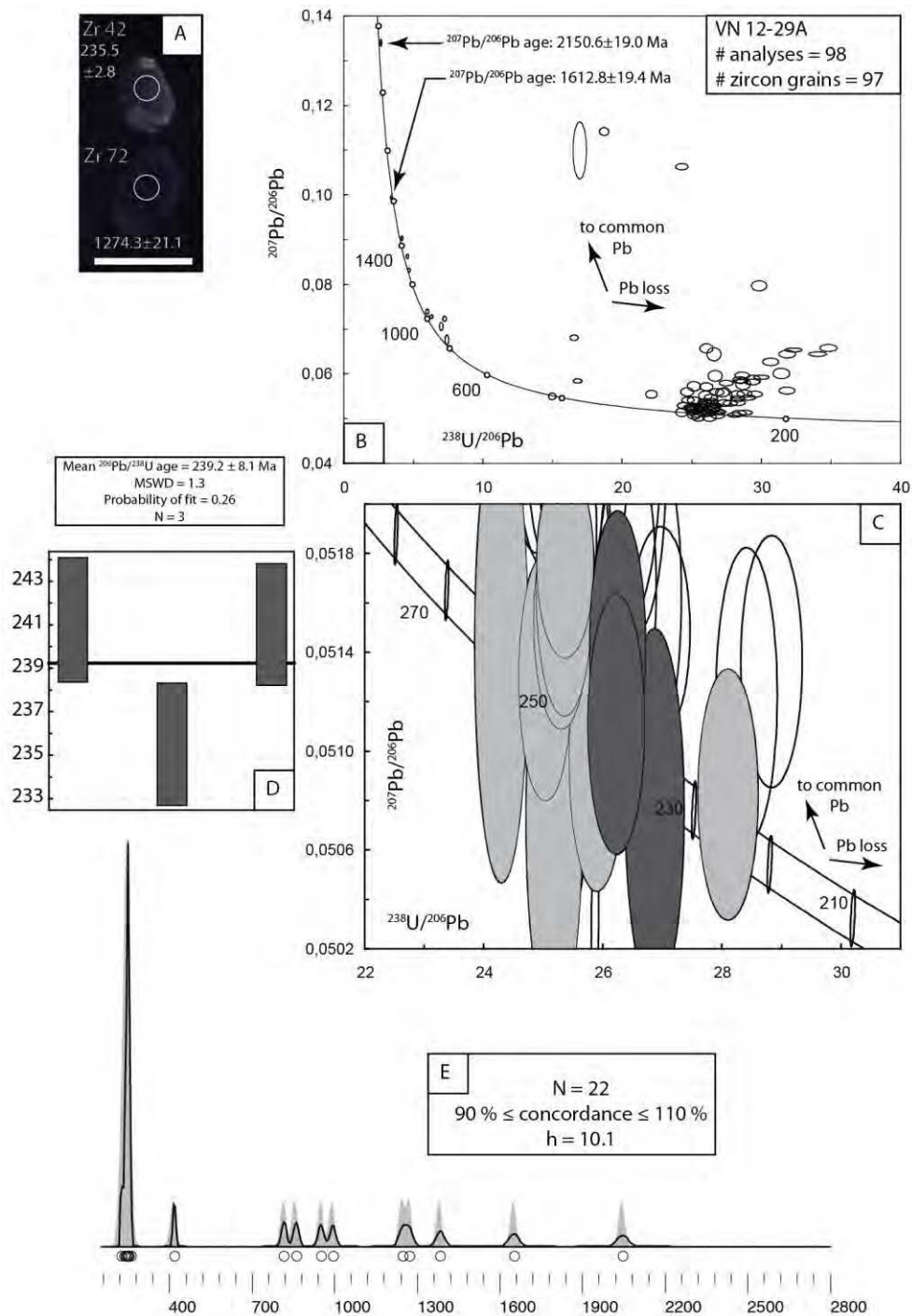


Figure 4.17. Analyses géochronologiques de l'échantillon VN 12-29A (échantillonnage aléatoire).

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons appartenant à deux populations différentes. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 25 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Tera Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Digramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses en gris clair correspondent aux analyses concordantes, les ellipses en gris foncé correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt.

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau. Cette bande est identique pour le sous échantillon VN 12-29A et VN 12-29B, autorisant une comparaison directe des estimations par noyau des densités de probabilités pour ces deux échantillons.

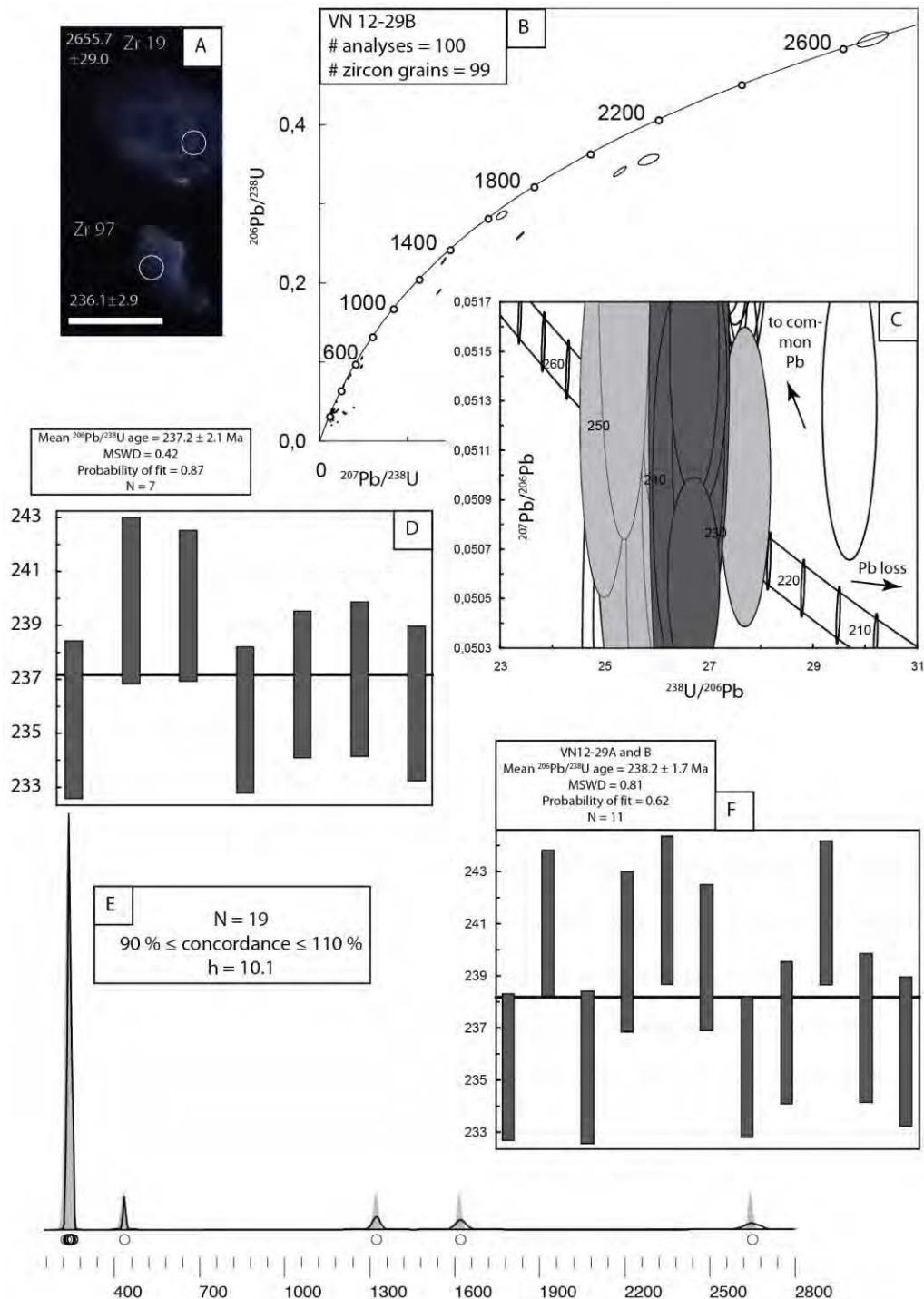


Figure 4.18. Analyses géochronologiques de l'échantillon VN 12-29B (échantillonnage classique).

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons appartenant à deux populations différentes. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 25 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Wetherill. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses en gris clair correspondent aux analyses concordantes, les ellipses en gris foncé correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt.

D. Age maximum de dépôt pour le « sous échantillon » VN 12-29B, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau. Cette bande est identique pour le sous échantillon VN 12-29A et VN 12-29B, autorisant une comparaison directe des estimations par noyau des densités de probabilités pour ces deux échantillons.

F. Age maximum de dépôt pour l'échantillon VN 12-29 dans sont ensemble (VN 12-29A et B réunis), calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

2.2.2. Synthèse des résultats

Le Tableau 4.2 résume, pour le Bassin de Sam Nua, l'ensemble des âges maximums de dépôt des roches volcano-sédimentaires analysées ainsi que leurs limites de détections. Le Tableau 4.3 résume les âges de la cristallisation des roches magmatiques analysées.

Tableau 4.2. Limites de détection et âges maximums de dépôt pour les roches volcano-sédimentaires et sédimentaires du Bassin de Sam Nua.

Echantillon	Nombre d'analyses ⁽¹⁾	LD ₁ (%)		LD ₃ (%)		N _{TZ}	Age Tuff Zirc ⁽²⁾	Intervalle de confiance sur l'incertitude (%)	N _{AM}	Age moyen ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U du cluster le plus jeune (Ma)		MSWD
		p _L = 0,5	p _L = 0,95	p _L = 0,5	p _L = 0,95							
Formation Dong Trau												
VN12-38	10	7	26	26	51	4	257,5 +1,8/- 9,1	87,8	3	243,0 12,0	±	2,9
Formation Suoi Bang												
VN12-29A	22	3	13	12	26	8	249,4 +1,6/- 5,2	93,0	3	239,2 ± 8,1		1,3
VN12-29B	19	4	15	14	30	11	239,7 +1,8/- 3,6	93,5	7	237,2 ± 2,1		0,42
VN12-29A et B	41	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	15	239,9 +1,6/- 3,8	96,5	11	238,2 ± 1,7		0,81
VN12-31	58	1	5	5	11	13	448,9 +2,4/- 7,0	97,8	11	447,5 ± 3,1		0,79
1 : grains ayant donnés au moins une analyse concordante (≥90%). LD ₁ et LD ₃ : limites de détection pour 1 et 3 grains, respectivement. 2 : calcul basé sur l'algorithme « Tuff Zirc » ; Ludwig et Mundil, 2002. p _L : niveau de probabilité assigné aux limites de détection. N _{TZ} : nombre d'analyses utilisées pour calculer l'âge Tuff Zirc. N _{AM} : nombre d'analyses utilisées pour calculer l'âge moyen du cluster le plus jeune. MSWD : Mean Square of Weighted Deviates. n.a. : non applicable. Les âges en gras correspondent aux âges maximums de dépôt retenus pour chacun de ces échantillons.												

Tableau 4.3. Ages de mise en place des roches volcaniques prélevées dans le Bassin de Sam Nua.

Echantillon	Age Tuff Zirc ¹	Incertitudes (intervalle de confiance : 95%)		N
VN12-27	249,4	+ 1,9	- 2,2	22
VN12-41	244,2	+ 2,6	- 1,7	22

1 : basé sur un algorithme développé par Ludwig et Mundil (2002) pour minimiser l'effet des pertes en Pb. N : nombre d'analyses utilisées pour calculer l'âge Tuff Zirc.

2.2.3. Ages maximums de la sédimentation et âge de la discordance

La Figure 4.19 résume les éléments de calage chronologique obtenus dans cette étude, concernant à la fois l'âge des formations et de la discordance du Bassin de Sam Nua. Deux hypothèses sont distinguées car l'absence d'affleurement ne permet pas de préciser les relations structurales entre ces deux formations. L'hypothèse 1 envisage le cas où la Formation de Suoi Bang supérieure correspondrait à une formation stratigraphiquement au-dessus de la Formation de Suoi Bang inférieure. L'hypothèse 2

considère les formations de Suoi Bang inférieure et supérieures comme des formations différentes (potentiellement des équivalents latéraux de faciès) et dont la proximité géographique actuelle s'expliquerait par le jeu d'une faille décrochante non reconnue sur la carte proposée par Son et al. (2005). **Ces deux hypothèses ont des conséquences importantes sur l'âge de la discordance observé entre les formations de Dong Trau et de Suoi Bang inférieure (Figure 4.19).** Ces deux hypothèses sont discutées dans le section 2.3.

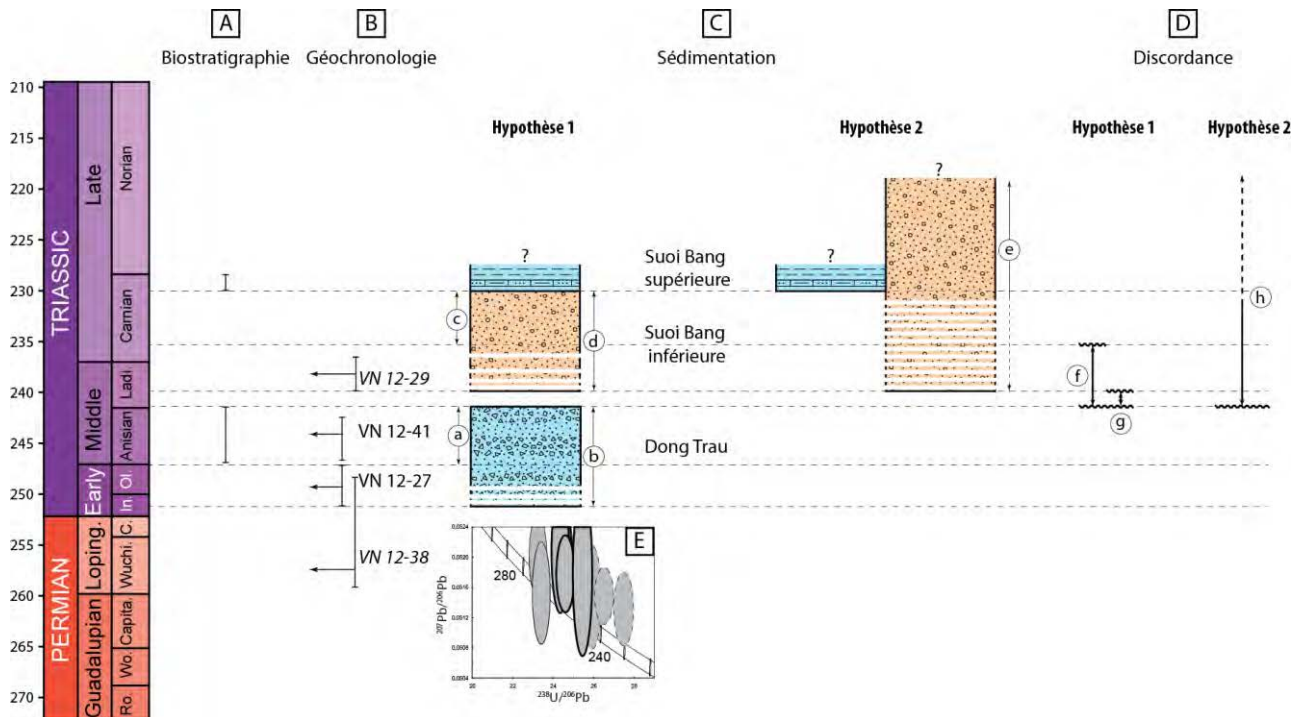


Figure 4.19. Synthèses des éléments de contraintes sur l'âge des formations et de la discordance du Bassin de Sam Nua.

A. Répartition stratigraphique des ammonites (A. Brayard) des formations de Dong Trau et de Hoang Mai (Anisien) et répartition stratigraphique probable des ammonites de la Formation de Suoi Bang supérieure.
B. Datations U-Pb sur roches volcaniques (police régulière) et âges maximums de la sédimentation sur roche volcano-sédimentaire et sédimentaire (en italique).

C. Age de mise en place des formations du Bassin de Sam Nua.

Formation de Dong Trau : a. durée minimale, b. durée maximale, la durée réelle de mise en place de cette formation se situe sans doute entre ces deux extrêmes.

Hypothèse 1 : continuité stratigraphique entre les formations de Suoi Bang inférieure et supérieure. c. durée probable, d. durée maximale envisageable.

Hypothèse 2 : absence de continuité stratigraphique entre les formations de Suoi Bang inférieure et supérieure. e : la seule contrainte disponible est l'âge maximum de la sédimentation donné par l'échantillon VN 12-29, l'âge réel de la sédimentation peut être égal ou plus jeune à cet âge.

D. Age de la discordance séparant les formations de Dong Trau et Suoi Bang inférieure.

Hypothèse 1 : continuité stratigraphique entre les formations de Suoi Bang inférieure et supérieure. f. durée probable de cette discordance (Ladinien), g. durée minimale envisageable.

Hypothèse 2 : absence de continuité stratigraphique entre les formations de Suoi Bang inférieure et supérieure, h : l'âge de la discordance est mal contraint, entre la base du Ladinien et l'âge du début de la sédimentation de la Formation de Suoi Bang inférieure.

E. Ages concordants obtenus dans l'échantillon de roche volcano-sédimentaire VN 12-38 (pointillés : artéfacts).

Ro. : Roadien, Wo. : Wordien, Capita. : Capitanien, Wuchi. : Wuchiapingien, C. : Changhsingien, Loping. : Lopingien, In. : Induen, Ol. : Olénékien, Ladi. : Ladinien.

2.2.4.1. Formation de Dong Trau

La répartition stratigraphique des ammonites retrouvées dans la Formation de Dong Trau (Son et al., 2005 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012 ; révision par A. Brayard) suggère une mise en place à l'Anisien (Figure 4.2). Cet âge est corroboré par l'âge U-Pb sur zircon obtenu sur un échantillon de roche volcanique interstratifiée dans cette formation (échantillon VN 12-41 ; Figure 4.19B). L'autre échantillon de roche volcanique (VN 12-27) et l'échantillon de roche volcano-sédimentaire (VN 12-38) indiquent cependant que le dépôt de cette formation a débuté dès le Trias inférieur, entre la fin de l'Olénékien (a, Figure 4.19B) et l'Induen (b, Figure 4.19B).

La présence de roches volcaniques interstratifiées avec des roches volcano-sédimentaires (Figure 4.5) montre l'existence d'un volcanisme syn-sédimentaire (pour lequel l'échelle de temps du remaniement est courte). Si la durée minimale du volcanisme est explicitement contrainte par les âges obtenus sur les roches volcaniques ($249,4 \pm 1,9/-2,2$ et $244,2 \pm 2,6/-1,7$ Ma, cf. Tableau 4.3), ce volcanisme est potentiellement actif depuis ca. 270 Ma (Figure 4.19E). L'échantillon VN 12-38, dans lequel des volcanoclastes remaniés ont été identifiés, comprend des zircons concordants entre ca. 270 Ma et l'âge maximum de la sédimentation. Le faible nombre de zircons concordants dont l'âge est égal ou supérieur à l'âge maximum de la sédimentation (6 grains) invite néanmoins à la prudence sur cette interprétation.

L'âge de la Formation de Dong Trau contrainte par les données obtenues dans ce travail est globalement cohérent avec son âge biostratigraphique (Son et al., 2005 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) mais contraste nettement avec l'âge de 218 ± 10 Ma obtenu par Trung et al. (2007). Cet âge, obtenu par la méthode Rb-Sr sur roche totale, résulte probablement d'une perturbation du système isotopique Rb-Sr (par l'altération par exemple).

2.2.4.2. Formations de Suoi Bang inférieure et supérieure

L'âge de la Formation de Suoi Bang supérieure est donné par l'âge Carnien supérieur des ammonites. Deux hypothèses sont possibles quand à la position stratigraphique de cette formation par rapport à la Formation de Suoi Bang inférieure, soit elle est stratigraphiquement au dessus (hypothèse 1), soit il s'agit d'une autre formation (hypothèse 2) amenée dans sa position actuelle par le jeu d'une faille décrochante.

2.2.4.2.1. Hypothèse 1

Dans cette hypothèse, l'âge de la Formation de Suoi Bang inférieure est compris entre le plus jeune âge maximum obtenu (VN 12-29 : $238,2 \pm 1,7$ Ma) et l'âge de la Formation de Suoi Bang supérieure (Figure 4.19C). En fonction de la durée de remaniement des zircons détritiques d'une part, et de l'incertitude sur l'âge maximum de la sédimentation d'autre part, le dépôt de la Formation de Suoi Bang inférieure pourrait être restreint à une partie du Carnien seulement (c, Figure 4.19C) ou avoir débuté dès le Ladinien (d, Figure 4.19C). Cette dernière hypothèse (d, Figure 4.19C) suppose un temps de remaniement très court des zircons les plus jeunes de l'échantillon VN 12-29.

Dans le cas de l'hypothèse 1, les âges de dépôts des deux formations encadrant la discordance permettent de lui proposer un âge Ladinien (ca. 242 Ma à 237 Ma, Figure 4.19D). En fonction des incertitudes sur les âges U-Pb obtenus et sur l'échelle de temps du remaniement des zircons détritiques, il est possible d'envisager une discordance intra ladinienne (durée minimale : 242 Ma à 239,9 Ma ; g, Figure 4.19D). Une durée plus importante est envisageable (et probable : f, Figure 4.19D).

L'âge de cette discordance, dans le cas de l'hypothèse 1, serait nettement plus vieux que celui admis jusqu'à présent : Son et al. (2005) suggèrent l'existence d'une discordance au Ladinien et au Carnien, tandis que Tri et Khuc (2011) et Thanh et Khuc (2012) supposent que cette discordance dure du début du Carnien au Norien supérieur. Thanh (2007) suggère même que la Formation de Suoi Bang scelle une discordance d'âge Norien-Rhétien. La durée représentée par cette discordance serait relativement réduite.

Un âge Carnien inférieur à moyen pour la Formation de Suoi Bang inférieure est nettement plus vieux que l'âge Norien-Rhétien admis jusqu'alors pour cette formation (e.g. Son et al., 2005 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012). La répartition stratigraphique des fossiles de plantes décrits dans la Formation de Suoi Bang (indifférenciée), soit dans le Bassin de Sam Nua (Son et al., 2005) soit dans d'autres localités (Tri et Khuc, 2011), est compatible avec un âge Carnien.

2.2.4.2.2. Hypothèse 2

En suivant l'hypothèse 2, le seul élément de contrainte disponible sur l'âge de la Formation de Suoi Bang inférieure est celui donné par l'âge maximum de dépôt de l'échantillon VN 12-29 ($238,2 \pm 1,7$ Ma). L'âge réel de la sédimentation peut être ou postérieur ou égal à cet âge (e, Figure 4.19C).

Le manque de contrainte sur l'âge réel de la sédimentation se répercute sur la durée de la discordance (h, Figure 4.19D). Dans ce cas, l'âge de la discordance proposé jusqu'alors dans la littérature (Son et al. 2005 ; Thanh, 2007 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) pourrait être cohérent avec les données obtenues dans cette étude.

Par ailleurs, la Formation de Suoi Bang inférieure est cartographiée en discordance sur le complexe magmatique de Dien Bien Phu (Tuyet et al., 2005). Ce complexe a fait l'objet de quatre datations U-Pb sur zircon : 230 ± 1 et 225 ± 3 Ma (Roger et al., 2014) et $229,3 \pm 3,1$ et $201,8 \pm 3,6$ (Liu J. et al., 2012). Les âges obtenus suggèrent que la Formation de Suoi Bang inférieure est postérieure au Norien, voire même au Rhétien si la date de $201,8 \pm 3,6$ (Liu et al., 2012) venait à être confirmée. Les bivalves (marins³³) présents dans la Formation de Suoi Bang inférieure (dont les environnements de dépôt mis en évidence dans ce travail correspondent à des cônes alluviaux et systèmes fluviaux en tresses, dans lesquels la présence de bivalves marins semble pour le moins paradoxale !) indiqueraient néanmoins un âge Norien. Si (i) les âges biostratigraphiques s'avèrent exacts (ce qui est difficilement envisageable compte tenu des environnements de dépôt de cette formation), si (ii) la relation discordante entre le complexe magmatique et la Formation de Suoi Bang inférieure est avérée et si (iii) la

³³ Dans la zone de Phong Sa Ly - Dien Bien Phu, les fossiles identifiés dans la Formation de Suoi Bang inférieure sont les suivants (Tuyet et al., 2005) : bivalves : *Halobia distincta*, *H. praesuperba*, *H. sp.*, *Tharcia prisca*, *Posidonia sp.*, *Unionites manmuensis*, *Cassianella cf. dovzhikovi*, *Burmesia lirata*, *Nucula elliptica*, *Paleocardita sp. indet.*, plantes : *Taeniopteris jourdyi*.

date de $201,8 \pm 3,6^{34}$ (Liu J. et al., 2012) ne correspond pas à un âge de cristallisation, alors la discordance est intra-norienne. Si l'une de ces trois conditions n'est pas respectée, l'âge de la discordance reste à déterminer.

L'absence d'affleurements entre la localité où ont été récoltées les ammonites du Carnien supérieur et les premiers affleurements appartenant à la Formation de Suoi Bang inférieur ne permet pas de trancher entre ces deux hypothèses. D'autres éléments permettent néanmoins de les discuter.

2.3. Discussion

2.3.1. Evolution des environnements de dépôt

L'évolution synthétique des environnements de dépôt dans le Bassin de Sam Nua est présentée dans la Figure 4.20. La Formation de Dong Trau s'est mise en place dans des environnements marins et est surmontée en discordance par la Formation de Suoi Bang inférieure.

La Formation de Suoi Bang inférieure montre une tendance rétrogradante, soulignée par une évolution depuis des environnements de cône alluvial vers des réseaux en tresses de plus en plus distaux (Figure 4.20). Cette tendance est vraisemblablement poursuivie jusqu'à une sédimentation marine lors de la mise en place de la Formation de Suoi Bang supérieure. Cette évolution correspondrait à l'hypothèse 1 et expliquerait de manière cohérente l'évolution des environnements de dépôt, tout en étant en accord avec les âges maximums de dépôt et l'âge biostratigraphique suggéré par les ammonites prélevées dans la Formation de Suoi Bang supérieure.

Cette proposition d'évolution stratigraphique du Bassin de Sam Nua, qui nécessiterait des investigations complémentaires sur les relations stratigraphiques et structurales entre les formations de Suoi Bang inférieure et supérieure, a des conséquences directes sur l'âge de la discordance triasique. En effet, dans ce cas, cette discordance serait d'âge Ladinien (ca. 242 Ma à 237 Ma).

³⁴ Cette date est basée sur 5 zircons (âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, MSDW = 0,45) dont les rapports Th/U sont compris entre 0,17 et 0,34 (Liu J. et al., 2012), ce qui semble exclure une origine métamorphique pour ces grains. Liu J. et al. (2012) interprètent cette date comme l'âge de cristallisation de ce granitoïde.

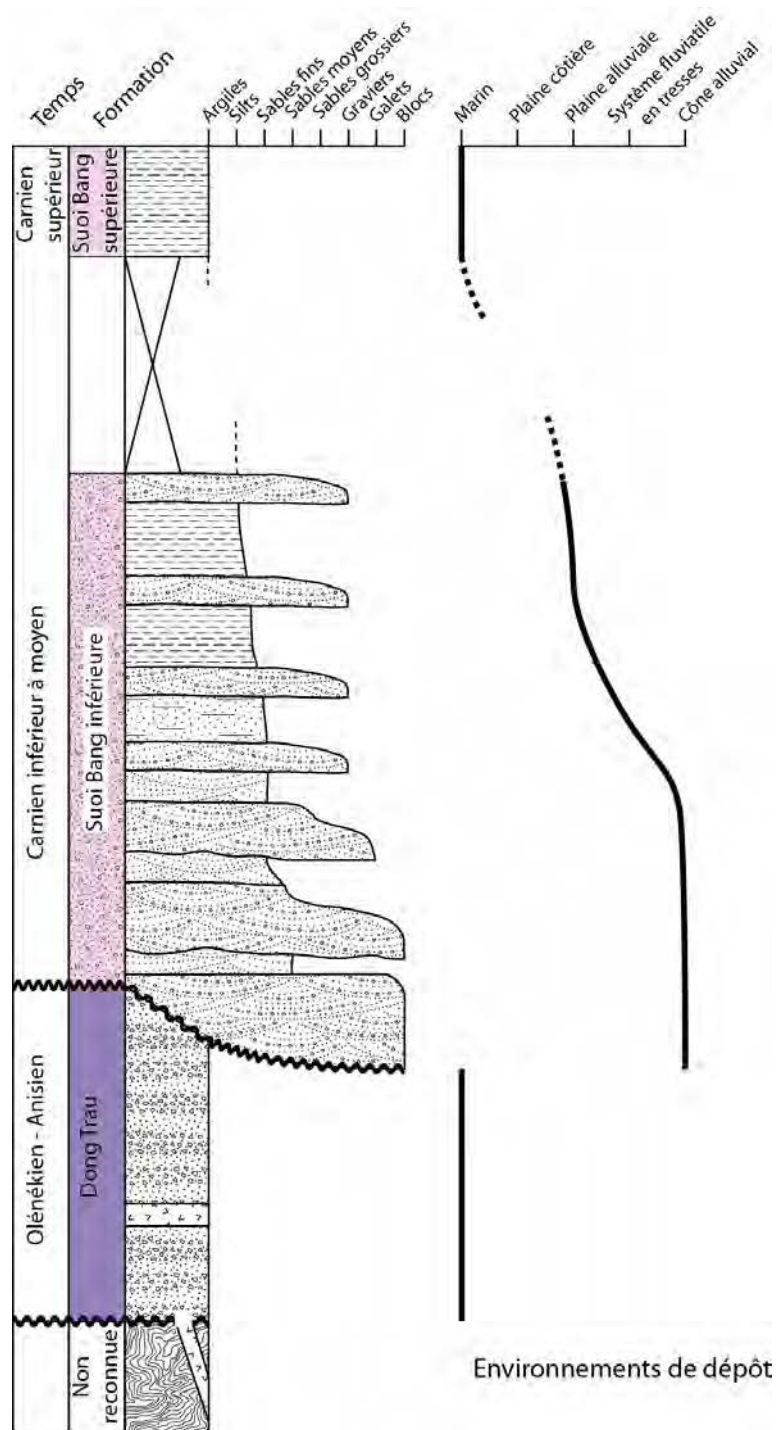


Figure 4.20. Evolution synthétique des environnements de dépôt dans le Bassin de Sam Nua. La partie « non reconnue » à la base du log correspond au socle métamorphique observé le long du lit de la rivière Nam Ban (également identifié par Fromaget, 1934).

Ces datations de la discordance triasique reposent jusqu'alors sur des fossiles de bivalve (Son et al., 2005 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012). Son et al. (2005) remarquent néanmoins que la majeure partie des bivalves de la Formation de Suoi Bang inférieure est endémique au Vietnam, donc de faible valeur stratigraphique. Bien que la Formation Suoi Bang supérieure soit datée ici grâce à des ammonites appartenant à une espèce non décrite (mais dont le genre n'est connu qu'au Carnien supérieur), l'âge Carnien supérieur proposé ici est jugé fiable, dans la mesure où les ammonites

constituent habituellement des marqueurs stratigraphiques fiables, au moins pour le Mésozoïque.

La Formation de Suoi Bang telle que décrite (Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) et cartographiée (e.g. Son et al., 2005) comprend des unités lithologiques très contrastées, allant de conglomérats correspondant à des environnements de cônes alluviaux à des argiles déposées en milieu marin. Dans ce travail, les formations de Suoi Bang inférieure et supérieure ont été traitées comme deux formations distinctes, suivant les recommandations de la Commission Stratigraphique Internationale³⁵.

La cartographie du Bassin de Sam Nua (Figure 4.2) est révisée (entre autre) à partir de la description de deux formations distinctes. Dans cette partie du Bassin de Sam Nua, Son et al. (2005) ne reconnaissent que la Formation de Suoi Bang inférieure. Néanmoins, Son et al. (2005) décrivent dans la Formation de Suoi Bang inférieure la même diversité lithologique (des conglomérats aux argiles, subdivisées en 5 membres) que celle reconnue dans l'ensemble de la Formation de Suoi Bang par Tri et Khuc (2011) et Thanh et Khuc (2012), soulignant le besoin d'une révision de la stratigraphie. Thanh et Khuc (2012) proposent d'ailleurs de donner le statut de groupe à la Formation de Suoi Bang, mais décrivent la partie basale de ce groupe comme une formation marine³⁶ et la partie supérieure comme une formation continentale³⁷, à l'inverse de ce qui est mis en évidence dans ce travail.

2.3.2. Coupe du Bassin de Sam Nua

Une coupe SW-NE basée sur la cartographie révisée du Bassin de Sam Nua est proposée (Figure 4.21). Sur la base des relations structurales (pendages) observées dans ce travail, l'épaisseur de la Formation de Suoi Bang inférieure est estimée à environ 430 mètres.

³⁵ "Lithostratigraphic units are bodies of rocks, bedded or unbedded, that are defined and characterized on the basis of their lithologic properties and their stratigraphic relations. Lithostratigraphic units are the basic units of geologic mapping".

³⁶ Formation de Suoi Loi, dont la diversité lithologique va des conglomérats aux argiles en passant par des calcaires (Thanh et Khuc, 2012).

³⁷ Formation de Muong Vo, qui comprend à la fois des fossiles de bivalves marins et des niveaux de charbon (Thanh et Khuc, 2012).

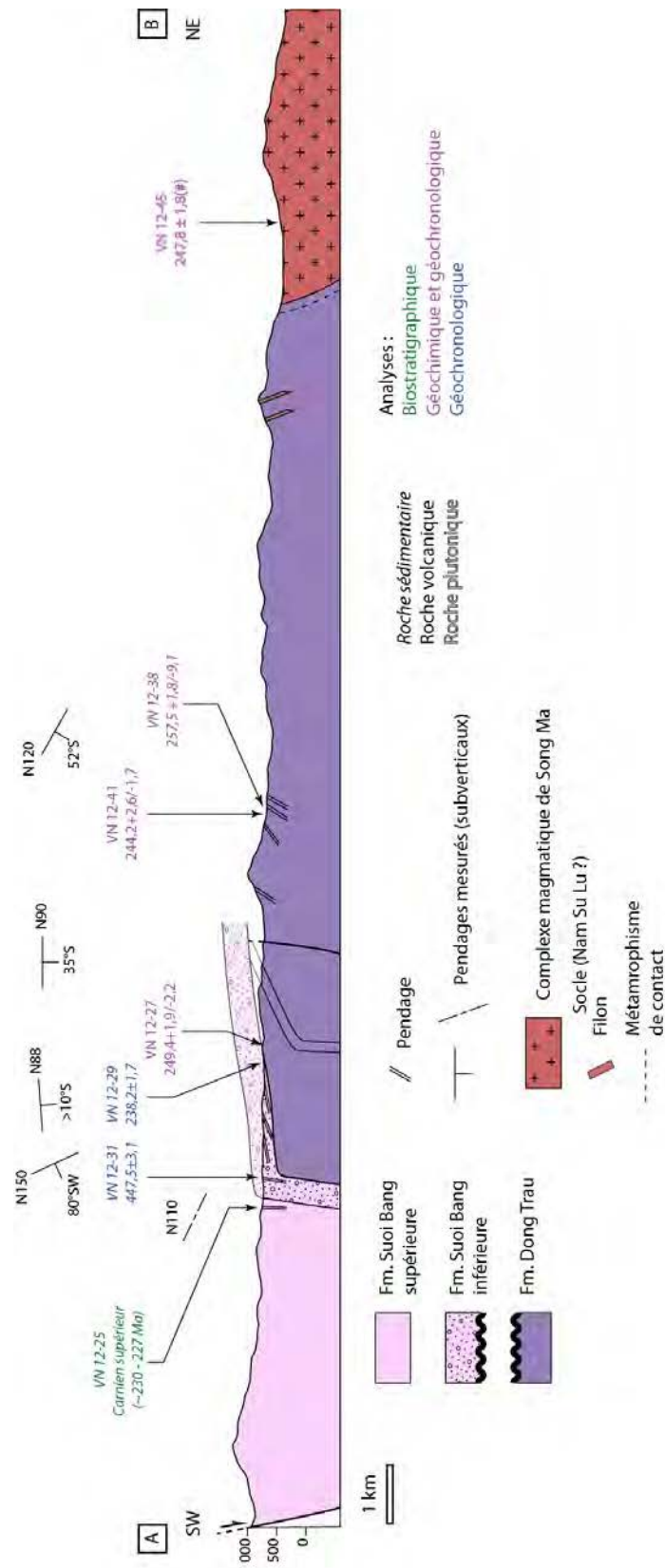


Figure 4.21. Coupe SW-NE du Bassin de Sam Nua.

Cette coupe est basée sur la carte révisée du Bassin de Sam Nua (Figure 4.4) selon le profil A-B. Les âges et les données structurales proviennent de cette étude (âges U-Pb sur zircon : âges maximums de la sédimentation pour les échantillons de roche sédimentaire), sauf pour l'échantillon VN 12-25 (âge basé sur les ammonites identifiées par A. Brayard) et pour l'échantillon VN 12-45 (âge U-Pb sur zircon, noté (#), F. Roger).

Localités étudiées : A. Bac Phong ; B. Muong Khen ; C. Mai Son ; D. Son La ; E. Ban Hinh. Les lettres correspondent à celles de la Figure 4.23.

Les cartes des localités étudiées sont présentées dans la Figure 4.23. La localisation des échantillons analysés et le type d'analyse (géochronologie U-Pb sur zircons détritiques, géochimie) y sont reportés.

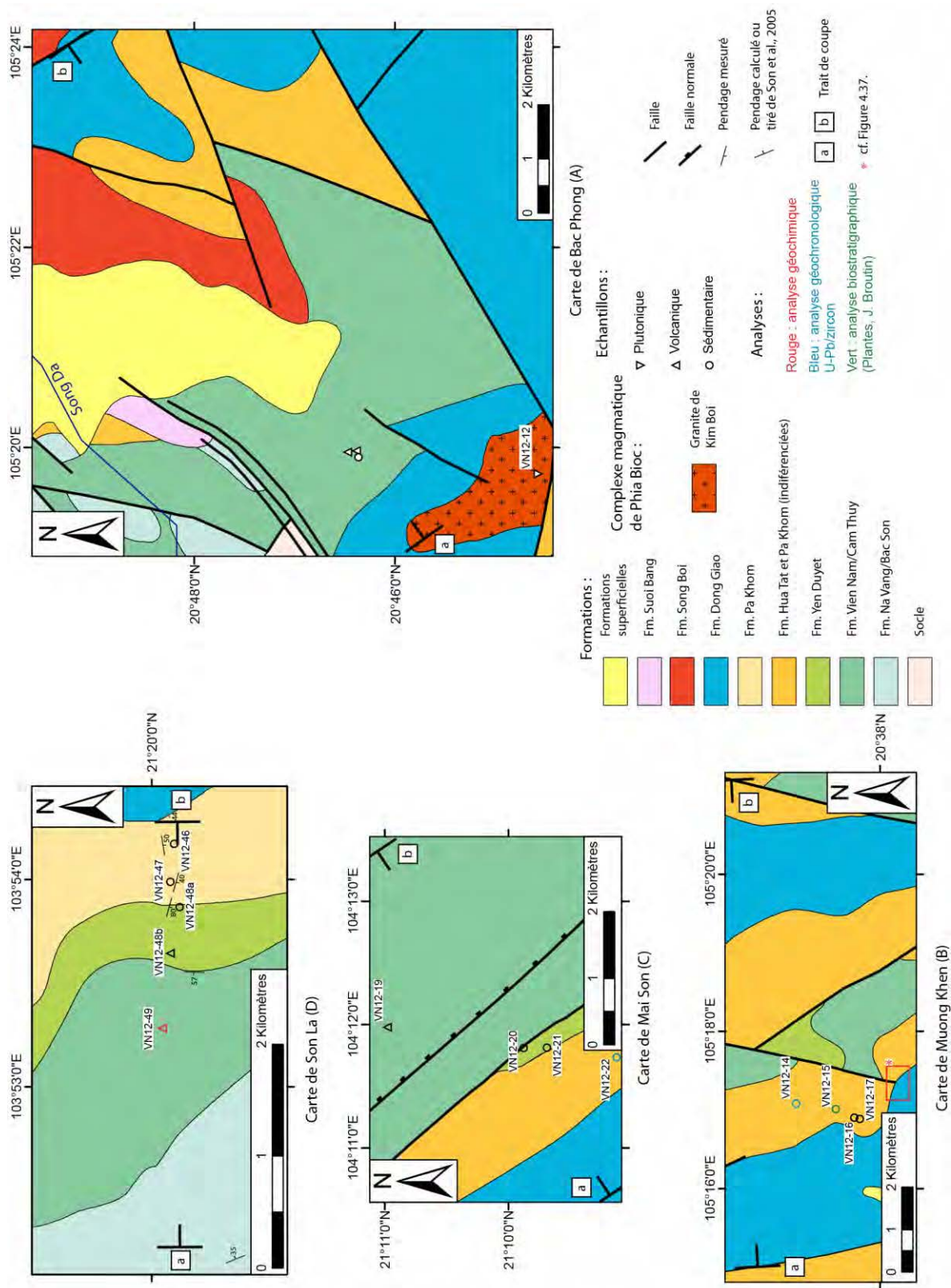


Figure 4.23. Cartes des différentes localités étudiées dans le Bassin de Song Da.

Modifié d'après Mong et al., 2004 ; Bao et al., 2004 ; Son et al., 2005 ; Tuyet et al., 2005 ; Huyen et al., 2004 et cette étude. La carte de la localité de Ban Hinh, de surface très restreinte, n'est pas représentée.

3.1. Etude sédimentologique

3.1.1. Formations de Cam Thuy et Vien Nam

Les formations de Vien Nam et de Cam Thuy sont constituées essentiellement de roches volcaniques. Des roches sédimentaires sont parfois interstratifiées dans ces séries volcaniques (e.g. Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) et un affleurement de roche volcano-sédimentaire y a été identifié lors d'investigations réalisées dans la localité de Ban Hinh (Figure 4.22).

Les roches magmatiques observées dans ces formations sont relativement variées et comprennent à la fois des roches mafiques grenues, des roches volcaniques felsiques et mafiques. Des **gabbros** (Figure 4.24A), constitués essentiellement de clinopyroxènes et fantômes de plagioclases, très altérés, sont présents dans cette « formation ». De la biotite, de l'apatite, de l'épidote et des minéraux opaques complètent la minéralogie primaire de ces gabbros. De la chlorite et du quartz sont également présents dans des veines ou disséminés dans la mésostase et constituent donc une paragenèse secondaire.

Les roches volcaniques mafiques présentent des textures variées, trachytique (Figure 4.24C) ou microlithique. Un échantillon de **basalte** à texture trachytique (VN 12-49) est constitué, principalement, de plagioclase et d'olivine. Du pyroxène et des minéraux opaques sont également présents. La mésostase, en relativement faible proportion, comporte des microlithes de plagioclase et de la chlorite, qui se retrouve également sous forme d'amygdale. L'altération, relativement modeste de cet échantillon est également marquée par la présence de microveines de calcite. Cet échantillon a fait l'objet d'une analyse chimique (cf. section 4).

Les **roches volcaniques felsiques** (rhyolite, Figure 4.24B) présentent des textures porphyriques, avec des phénocristaux, altérés, de plagioclase et d'orthose à exsolutions perthitiques (anciennes sanidines). Quelques minéraux opaques automorphes sont également présents. L'altération de ces échantillons se manifeste par la présence de nombreuses veines de calcites.

Un échantillon provenant de la localité de Ban Hinh est constitué de volcanoclastes centimétriques à millimétriques, subanguleux à sub-arrondis et montrant des textures microlithiques relativement variables, soulignées par les différences de richesse en microlithes (Figure 4.24D). La proportion en volcanoclaste est supérieure à 75 %. La matrice comporte de la chlorite et de l'épidote. Il s'agit donc d'un **tuff basaltique microconglomératique**.

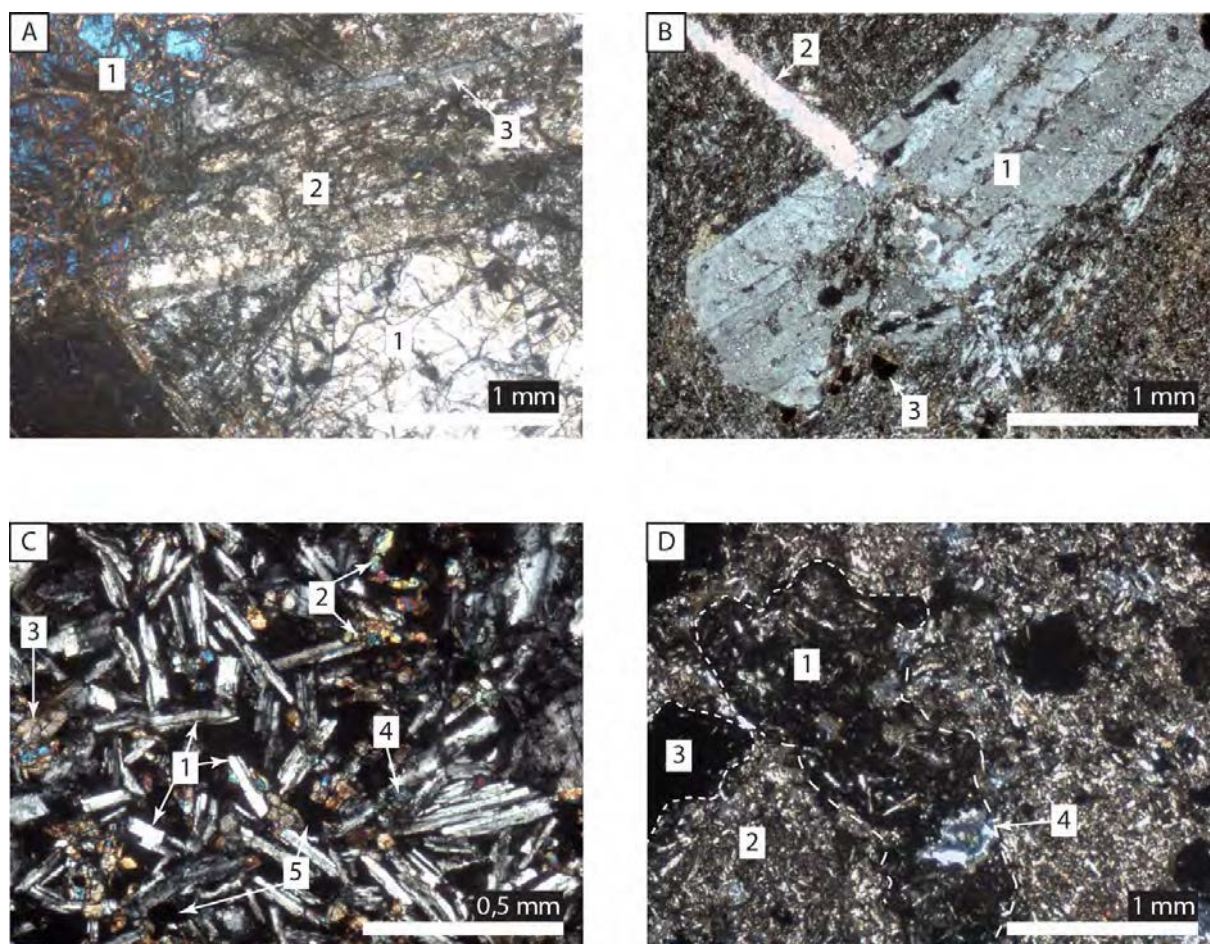


Figure 4.24. Photographies de lames minces de roches volcaniques et volcano-sédimentaire des formations de Vien Nam et Cam Thuy.

Toutes les photographies sont prises en Lumière Polarisée Analysée (LPA).

A. Gabbro (échantillon VN 12-06). 1. Pyroxènes, 2. Fantôme de plagioclase (?), 3. Veine de quartz.

B. Rhyolite (échantillon VN 12-08). 1. Phénocrystal de plagioclase, 2. Veine de calcite, 3. Minéral opaque automorphe.

C. Basalte trachytique (échantillon VN 12-49). 1. Baguettes de plagioclase, 2. Olivine, 3. Pyroxène, 4. Amygdale de chlorite, 5. Minéraux opaques automorphes.

D. Tuff basaltique microconglomératique (échantillon VN 12-50). 1, 2, 3 : volcanoclastes. Les lignes en pointillés rapprochés soulignent les contours francs entre les volcanoclastes. Les lignes en pointillés lâches soulignent les limites diffuses entre les volcanoclastes. Pour le volcanoclaste 1, certaines de ses bordures sont franches, d'autres diffuses. Ces limites « diffuses » sont interprétées comme le résultat d'une altération postérieure à la mise en place de cette roche volcano-sédimentaire. Noter la différence de texture entre ces trois volcanoclastes. 4. Chlorite.

L'âge de ces « formations » (seul un tuff basaltique microconglomératique est identifié comme étant effectivement une roche volcano-sédimentaire) est discuté, elles sont généralement considérées d'âges Wuchiapingien (Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012 ; Figure 4.3) mais parfois Induen (Tuyet et al., 2005) ou Permien supérieur à Trias Inférieur (Mong et al., 2004). Hung (2010) mentionne une datation (couple système isotopique-minéral non précisé) à 283 ± 21 Ma et considère la Formation de Cam Thuy comme Permien inférieur à moyen.

3.1.2. Formation de Yen Duyet

La Formation de Yen Duyet a été observée dans les localités de Mai Son et Son La (Figures 4.22 et 4.23), et repose en concordance sur la Formation de Cam Thuy.

Dans ces deux localités, cette formation se présente sous forme d'alternances de bancs calcaires et silteux, dans lesquelles une déformation ductile s'exprime par des plis et du boudinage, visible aussi bien à l'affleurement (Figure 4.25A) qu'à l'échelle de la lame mince (Figure 4.25B). L'analyse pétrographique montre que les calcaires sont constitués de calcite micritique, avec des zones plus ou moins riches en particules silteuses (Figure 4.25B). Les bancs de calcaires ont livrés divers fossiles de brachiopodes et de coraux (Figure 4.25A).

Les fossiles retrouvés dans cette formation indiquent un dépôt en milieu marin. Sur des arguments biostratigraphiques, cette formation est attribuée au Permien supérieur (Mong et al., 2004 ; Tuyet et al., 2005) ou Changhsingien uniquement (Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012 ; Metcalfe, 2012).

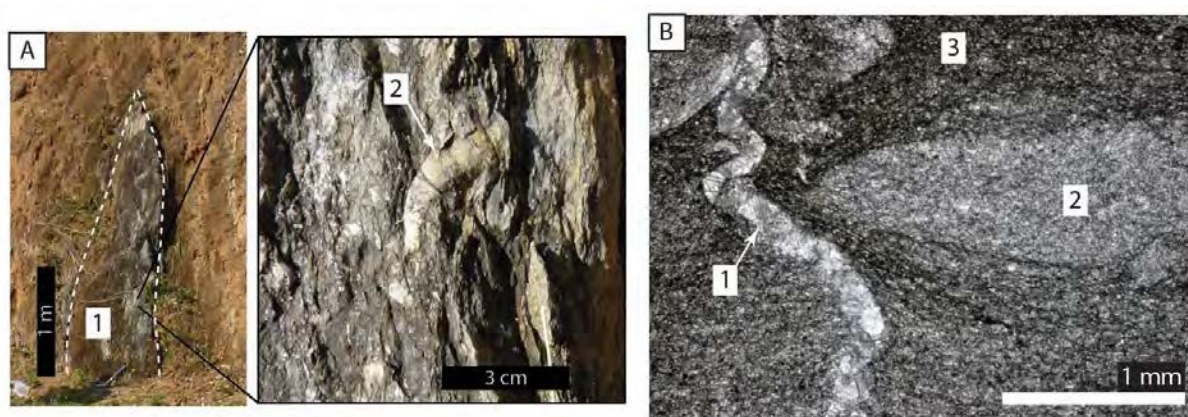


Figure 4.25. Formation de Yen Duyet.

A. Localité de Son La, 1. Niveau de calcaire boudiné, 2. Fossiles de coraux.

B. Calcaire (échantillon VN 12-21), LPNA. 1. Veine de calcite sparitique plissée, 2. Boudin dans un niveau moins riche en calcite, 3. Matrice plus riche en particules silteuses ; le contraste de viscosité avec les zones plus riches en calcite est suffisant pour que la déformation ductile s'exprime par du boudinage.

3.1.3. Formation de Hua Tat

La Formation de Hua Tat (Huyen et al., 2004) correspond au membre inférieur de la Formation de Co Noi (Figure 4.3). Le Trias inférieur du Nord du Vietnam a récemment fait l'objet de divers découpages stratigraphiques³⁸, celui proposé par Huyen et al. (2004) est adopté dans ce travail.

³⁸ Les formations de Co Noi et de Tan Lac ont été récemment regroupées dans la même formation (Thanh et Khuc, 2012), mais sont distinguées dans les publications antérieures (e.g. Mong et al., 2004 ; Bao et al., 2004 ; Son et al., 2005 ; Tuyet et al., 2005). *A contrario*, la Formation de Co Noi est subdivisée en deux formations par Huyen et al. (2004), la Formation de Hua Tat, correspondant à des environnements estuariens, et la Formation de Pa Khom, correspondant à des environnements marins.

3.1.3.1. Description

Cette formation a été observée dans les localités de Muong Khen, Mai Son et Ban Hinh (Figure 4.22). Cette dernière localité montre la coupe la plus complète et un log sédimentologique a pu être réalisé pour la base de la formation (Figure 4.27). La Formation de Hua Tat repose directement en discordance sur des roches volcano-sédimentaires de la Formation de Cam Thuy (Figure 4.26).

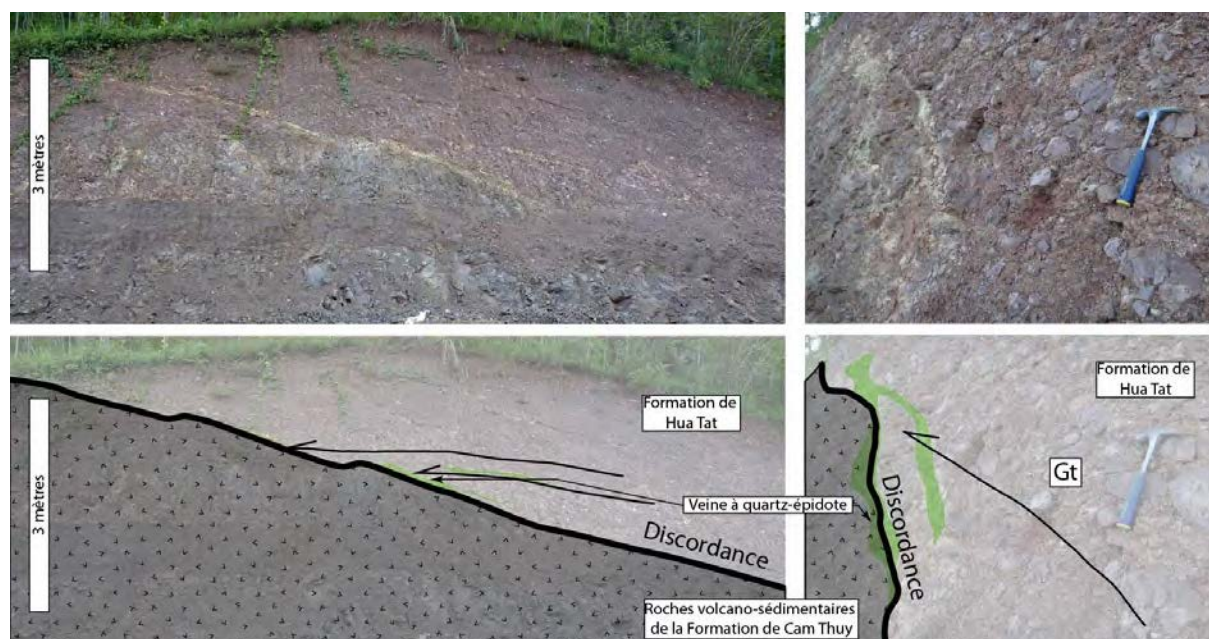


Figure 4.26. Discordance entre les formations de Cam Thuy et de Hua Tat, localité de Ban Hinh.

Tableau 4.4. Faciès principaux de la Formation de Hua Tat.

Code	Lithofaciès	Structures sédimentaires	Processus de dépôt
Grès			
Sh	Sables fins (arénite lithique à éléments de nature varié, arrondis à subanguleux) à très grossiers, avec quelques galets	Stratification horizontale soulignée par les différences de granulométrie	Lits plans de haut régime hydrodynamique (Miall, 1996)
Conglomérats			
Gh	Blocs et galets arrondis	Stratification horizontale, granoclassement normal	Courant tractif, haut régime hydrodynamique (Postma, 1990 ; Miall, 1996)
Gt	Galets et blocs arrondis, mal triés, de roches volcaniques variées en lithologie et en texture	Stratifications obliques en auge (largeur plurimétrique, hauteur décimétrique)	Partie supérieure du bas régime hydrodynamique, mégarides 3D (Miall, 1996)

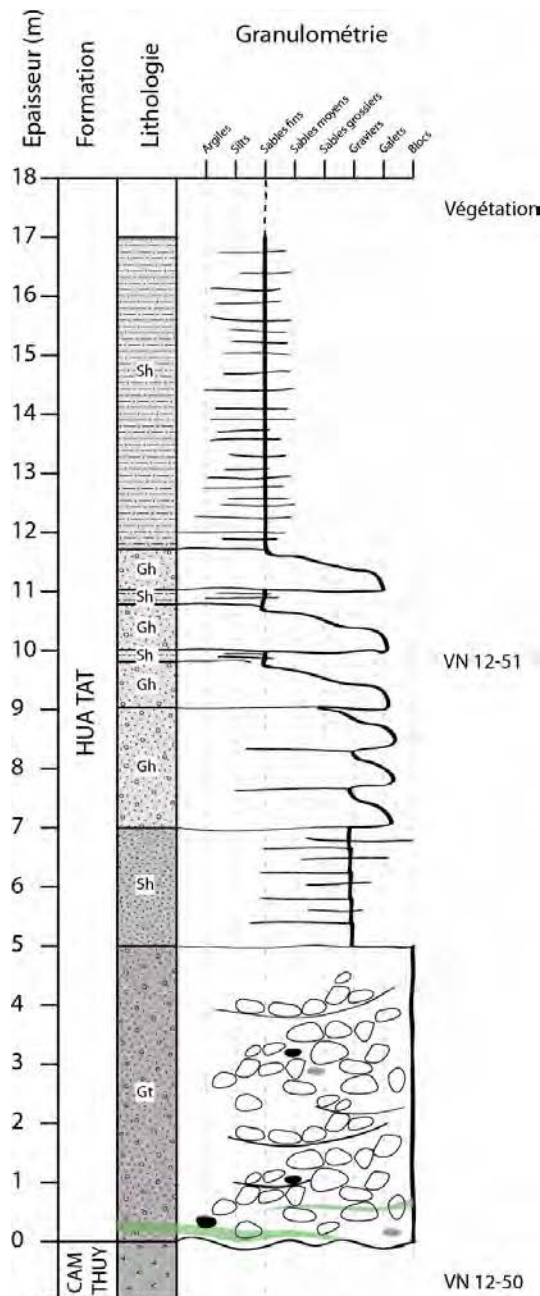


Figure 4.27. Log sédimentologique de la Formation de Hua Tat, localité de Ban Hinh. L'échantillon VN 12-51 a fait l'objet d'une analyse géochronologique (cf. section 3.2).

Dans la localité de Ban Hinh, la base de la Formation de Hua Tat est constituée de conglomérats à clastes dominés soulignant des stratifications obliques en auge de largeur pluri-métrique et de hauteur décimétrique (faciès Gt, Tableau 4.4). Les clastes sont constitués de blocs et galets arrondis de roches volcaniques de lithologies (rhyolitique, andésitique ou basaltique) et de textures (porphyriques et aphyriques) variées. Ce faciès est typique de la migration de mégarides 3D (Tableau 4.4). Ces conglomérats sont surmontés par des faciès à stratifications horizontales soit gréseux (faciès Sh, Tableau 4.4) comportant quelques galets, soit conglomératiques (faciès Gh, Tableau 4.4) à clastes dominés dans lesquels les galets sont arrondis. Ils forment des bancs, d'épaisseur pluri-décimétrique à métrique, présentant un granoclassement normal. Les faciès Sh et Gh sont interprétés comme des dépôts tractifs de haut régime hydrodynamique (Postma, 1990 ; Miall, 1996). L'analyse pétrographique des grès (Figure 4.28A) montre qu'il s'agit d'arénites lithiques contenant des fragments de roches

magmatiques, volcaniques et intrusives, variées (grains à texture microlithique, grains microcristallins, grains microgrenus) et des fragments d'origine sédimentaire (silteux ou calcaires), mal triés, subanguleux à sub-arrondis.

Dans la localité de Mai Son, les affleurements étudiés présentent des alternances décimétriques à pluri-décimétriques de silts et de sables fins bioturbés montrant parfois des rides de courant oscillatoires ou unidirectionnel. L'étude pétrographique de ces grès (Figure 4.28B) révèle une proportion en feldspath relativement importante ; classant ces roches parmi les arénites feldspathiques (arkoses). Des grains de quartz monocristallins, en général arrondis, sont également présents. Ces roches contiennent également de nombreux minéraux opaques, en général arrondis ou sub-arrondis. Parmi les minéraux accessoires et/ou présents en faible quantité figurent de la chlorite, l'épidote, et du zircon.

Dans la localité de Muong Khen, la Formation de Hua Tat est caractérisée par des faciès gréseux présentant des stratifications obliques arquées de largeur pluri-métrique et de hauteur pluri-décimétrique dont la base est parfois soulignée par des galets mous ou des galets bien arrondis. Ces faciès sont typiques de la migration de mégarides 3D. Les niveaux plus fins (silts et argiles) qui les surmontent ont livré des restes de plantes, dont l'état de préservation ne permet pas l'identification (J. Broutin, communication personnelle). L'étude pétrographique (Figure 4.28C) montre la présence d'éléments arrondis à subanguleux, de natures variées, parmi lesquels on reconnaît de nombreux éléments altérés à texture microlithique, des éléments de quartz polycristallin, de feldspath altéré dont du plagioclase, de grains de quartz arrondis et d'éléments microcristallins (verre cristallisé ?). De l'épidote, de la chlorite et des minéraux opaques sont également présent.

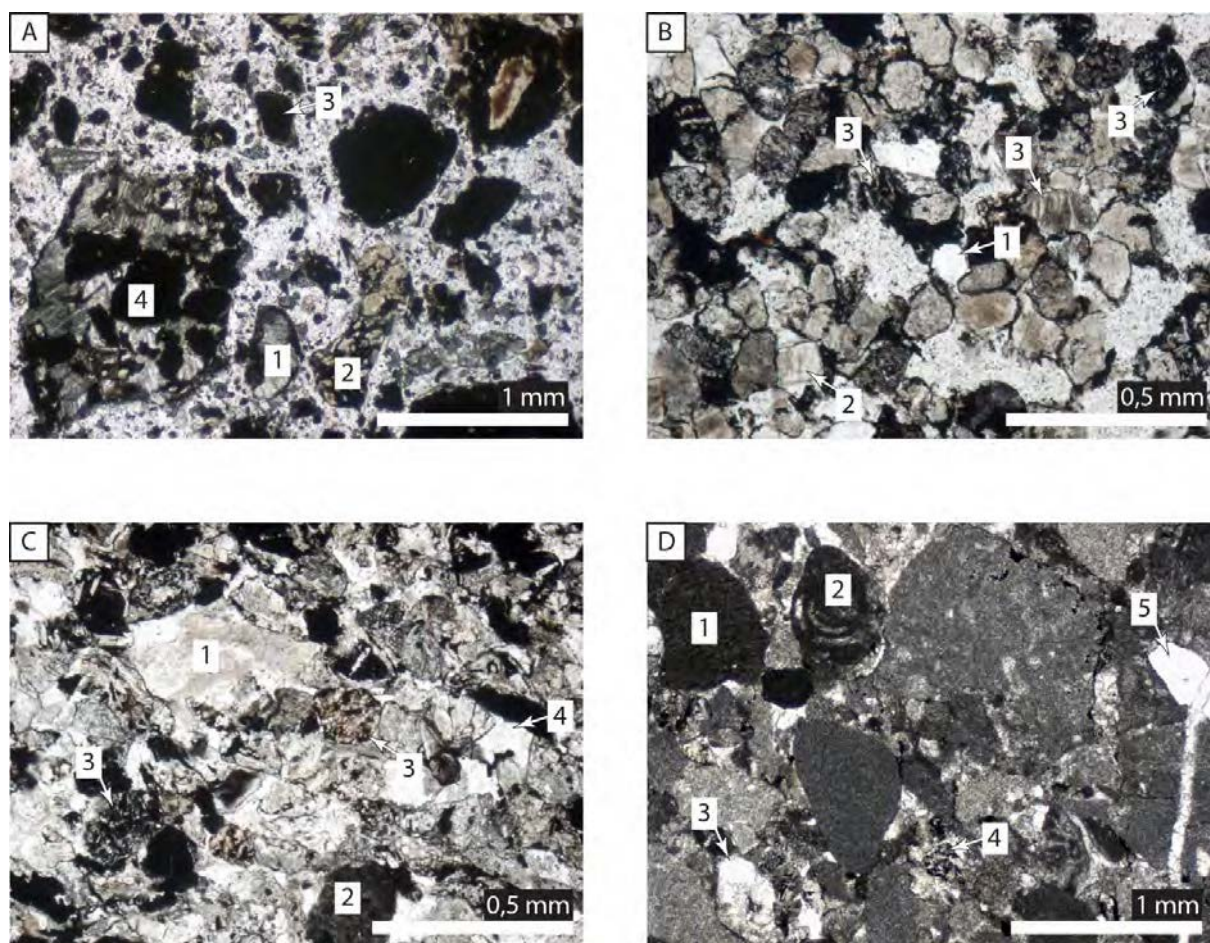


Figure 4.28. Photos de lames minces des formations de Hua Tat et Pa Khom, Bassin de Song Da. Toutes les photographies sont prises en Lumière Polarisée Non Analysée (LPNA).

A. Grès grossier (échantillon VN 12-51, Formation de Hua Tat). 1. Fragment lithique calcaire à texture sparitique, 2. Fragment lithique arrondi d'origine sédimentaire, 3. Fragment lithique silteux, 4. Fragment lithique sédimentaire dont les éléments sont cimentés par de la calcite sparitique.

B. Arkose (échantillon VN 12-22, Formation de Hua Tat). 1. Grain de quartz monocristallin sub-arrondi, 2. Feldspath altéré, subanguleux, 3. Volcanoclastes remaniés, arrondis, présentant des degrés d'altération et des textures microlithiques variés.

C. Arénite lithique (échantillon VN 12-14, Formation de Hua Tat). 1. Feldspath altéré, subanguleux, 2. Fragment lithique silteux, 3. Volcanoclastes remaniés, arrondis et présentant des textures et degrés d'altération variés, 4. Fragment lithique constitué de quartz polycristallin.

D. Calcaire détritique (échantillon VN 12-13, Formation de Pa Khom). 1. Fragment lithique arrondi de calcite micritique, 2. Bioclaste remanié, 3. Fragment lithique sub-arrondi, 4. Volcanoclaste arrondi à texture microlithique, 5. Grain de quartz monocristallin recoupé par une veine de calcite.

3.1.3.2. Interprétation

Dans la localité de Ban Hinh, les faciès sédimentaires indiquent un **milieu de dépôt continental** tractifs constitué de mégarides 3D et de lits plans de haut régime (Tableau 4.4) typique cônes alluviaux en tresses distaux (Stanistreet et McCarthy, 1993). Le bassin versant à l'origine de ces dépôts était probablement de nature essentiellement volcanique. La diversité de lithologies et textures des galets de roche volcaniques et intrusives et leurs formes arrondies témoignent d'un transport sur des distances relativement importantes.

Dans la localité de Muong Khen, les faciès sédimentaires indiquent un environnement continental avec la présence de rivières en tresses. La présence de restes de plantes dans des niveaux plus fins, correspondant probablement à un environnement de plaine alluviale, confirme ce caractère continental. Enfin, dans la localité de Mai Son, la présence de rides symétriques suggère un dépôt dans un environnement lacustre ou marin.

La Formation de Hua Tat est datée, par encadrement, de l'Induen (Huyen et al., 2004 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012). Dans les trois localités étudiées dans ce travail, des éléments d'origine volcanique ont été identifiés. Des datations U-Pb sur zircon détritique ont donc été réalisées pour apporter des éléments de contrainte sur l'âge maximum de la sédimentation (cf. section 3.2).

3.1.4. Formation de Pa Khom et de Dong Giao

Ces deux formations sont composées de calcaires détritiques (Figure 4.28D) formés d'éléments arrondis à subanguleux relativement bien triés et constitués essentiellement de calcite micritique remaniée. Quelques grains de calcite sparitique, des bioclastes, des grains de quartz, en général anguleux, mono- et polycristallins, du feldspath et des fragments lithiques à texture microgrenue et microlithique sont présents. D'autres échantillons contiennent des bioclastes ou sont constitués de calcaires à texture mudstone, parfois finement laminés.

L'environnement de dépôt des formations de Pa Khom et de Dong Giao correspond à des environnements marins. Les différentes textures des calcaires de ces formations indiquent l'existence de conditions hydrodynamiques variées. La contribution de particules silico-détritiques à ces calcaires souligne la **présence d'un domaine continental en érosion à proximité**.

Les données biostratigraphiques (foraminifères, ammonites) disponibles donnent un âge Trias inférieur (e.g. Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) ou Olénékien (Huyen et al., 2004) pour la Fm de Pa Khom et Anisien pour la Formation de Dong Giao (Martini et al., 1998 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012).

3.2. Géochronologie U-Pb sur zircon

3.2.1. Résultats

Tous les échantillons analysés ont été prélevés dans la Formation de Hua Tat. Les résultats analytiques sont disponibles dans l'Annexe 4.1. L'échantillon VN 12-14 provient de la localité de Muong Khen, l'échantillon VN 12-22 provient de la localité de Mai Son et l'échantillon VN 12-51 de Son La (Figures 4.22 et 4.23).

- Echantillon VN 12-14

Cette arénite lithique, qui contient des volcanoclastes remaniés (Figure 4.28C) a livré de nombreux zircons, parmi lesquels 104 ont été analysés (110 analyses réalisées). La plupart des zircons sont sub-arrondis à subanguleux ou cassés (Figure 4.29A), certains sont automorphes. Ces zircons sont relativement petits et homogène en taille ($\varnothing \approx 100 \mu\text{m}$), et présentent une coloration rose pale homogène en lumière réfléchi. Les structures internes révélées par ces zircons en CL sont variables. Ces zircons sont catholuminescents avec des intensités variables, certains zircons n'étant quasiment pas luminescents, comme le grain Zr 18 (Figure 4.29A). Aucune corrélation évidente n'existe entre les concentrations en U et Th de ces zircons et l'intensité de leur luminescence : des zircons luminescents ont des concentrations en U et Th extrêmement variables (par exemple, les grains Zr 05 et Zr 40 ont des concentrations en U respectives de 37 ppm et 2264 ppm et des rapports Th/U respectifs de 0,66 et 0,54) tandis que les zircons peu luminescents ont des concentrations en U et Th également variables (par exemple, les grains Zr 25 et Zr 85 ont des concentrations en U respectives de 171 ppm et 3264 ppm et des rapports Th/U respectifs de 0,64 et 1,28). L'intensité de la luminescence est en général relativement homogène au sein d'un même grain, ne révélant pas de structure interne particulière. Les rapports Th/U sont compris entre 0,40 et 5,24, ce rapport étant pour la plupart des grains compris entre 0,40 et 1,30. Ces valeurs sont typiques des zircons d'origine magmatique (e.g. Rubatto, 2002). Les limites de détection pour cet échantillon (Tableau 4.6) sont de 4 % pour la $LD_{1(pL=0,5)}$ et 31 % pour la $LD_{3(pL=0,95)}$.

L'ensemble des zircons concordants de cet échantillon se répartit entre ca. 280 Ma et ca. 240 Ma (Figure 4.29B et C), sauf un grain concordant ayant une date nettement plus jeune de $219,7 \pm 2,5$ Ma (âge $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, incertitude à 1σ). Un âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $243,4 \pm 3,4$ Ma ($N = 3$, $\text{MSWD} = 0,29$) répondant au critère des trois grains adopté dans ce travail (Dickinson et Gehrels, 2009) est obtenu à partir de ces données (Figure 4.29D). Cependant, cette date ne se base que sur trois analyses dont deux sont sub-concordantes (concordance respectives égales à 94 % et 90%). **La date extraite par Tuff Zirc, de $267,1 \pm 1,9/-6,8$ Ma** (Figure 4.29E), basée sur 11 analyses, est en conséquence **considérée comme l'âge maximum de dépôt** pour cet échantillon.

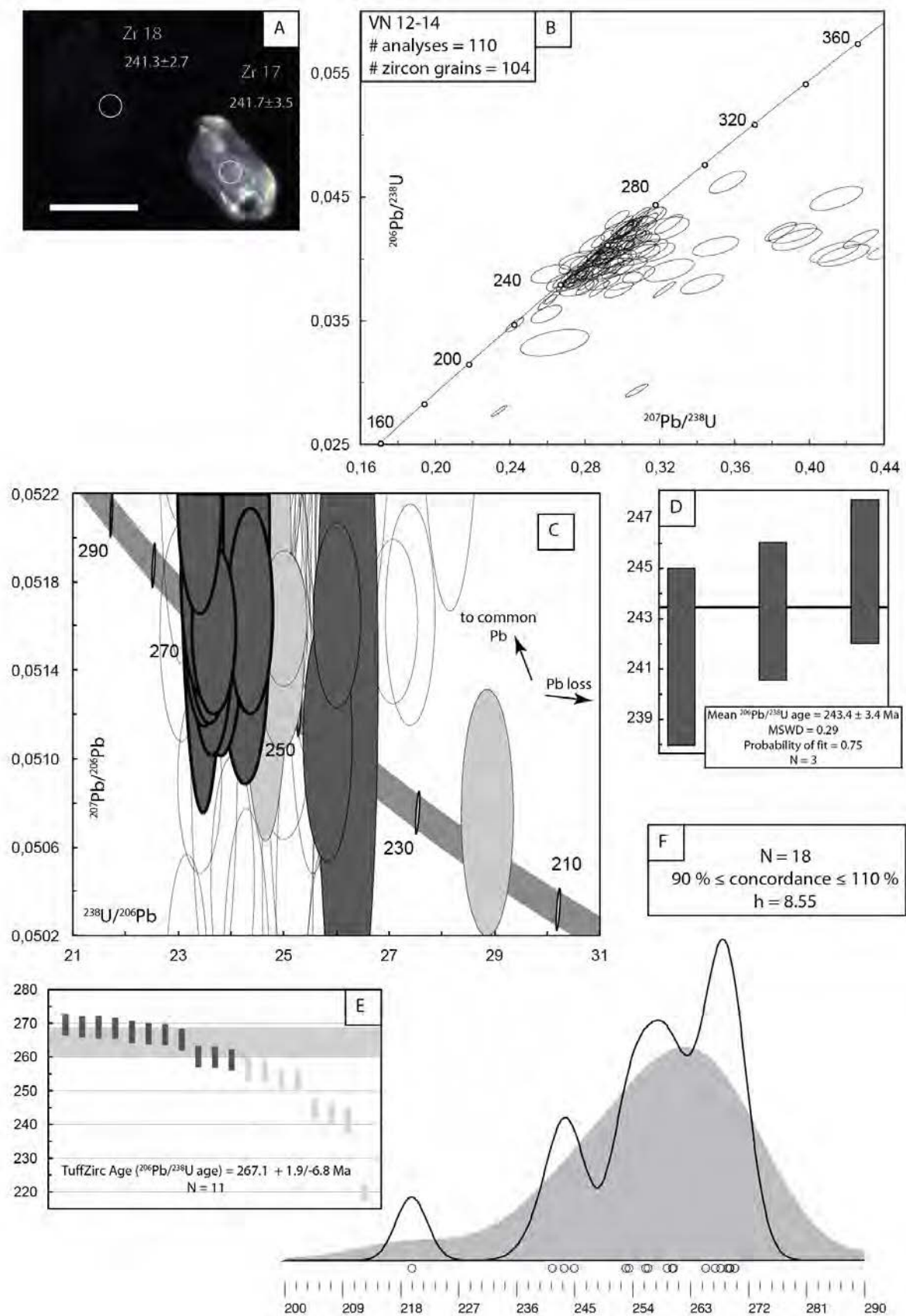


Figure 4.29. Analyses géochronologiques de l'échantillon VN 12-14.

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons représentatifs. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 25 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Digramme Concordia Wetherill. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Digramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses en gris clair correspondent aux analyses concordantes (concordance comprise entre 90 % et 110 %). Les ellipses en gris foncé correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge moyen pondéré. Les ellipses entourées par un trait gras correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge *Tuff Zirc*, interprété comme l'âge maximum de dépôt.

D. Age moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Age *Tuff Zirc*. Les boîtes sont dessinées à 1σ , les boîtes en gris foncé sont incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

F. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

- Echantillon VN 12-22

De nombreux zircons ont été extraits de cette arkose contenant des volcanoclastes montrant des textures variées (Figure 4.28B). Cent deux grains ont fait l'objet de 103 analyses. Ces zircons ont des formes variées, arrondies à automorphes, des couleurs allant du rose pâle à une couleur quasiment translucide, et présentent fréquemment des inclusions. La majorité des zircons de cet échantillon, à l'instar du grain Zr 73 (Figure 4.30A) ne luminescent qu'avec une très faible intensité. Les autres zircons montrent en général des variations internes d'intensité de la luminescence (e.g. Zr 72, Figure 4.30A). Des zircons riches en U ($\times 10^3$ ppm) et non luminescents ont déjà été décrits (e.g. White et Ireland, 2012). Dans le cas des zircons de l'échantillon VN 12-22, cette absence de luminescence ne semble pas liée à la concentration en U ou Th : le grain Zr 02 et le grain Zr 72 ne sont quasiment pas luminescents et ont des concentrations respectives en U de 1469 ppm et 56 ppm. Les rapports Th/U respectifs de ces grains sont de 0,44 et 0,53 (cf. Annexe 4.1). Les rapports Th/U de l'ensemble des grains sont compris entre 0,30 et 1,67, compatibles avec une origine magmatique pour l'ensemble de ces zircons. Les limites de détection sont relativement basses pour cet échantillon (Tableau 4.6), de 3 % pour la $\text{LD}_{1(pL=0,5)}$ et 23 % pour la $\text{LD}_{3(pL=0,95)}$.

Comme pour l'échantillon VN 12-14, l'ensemble des zircons concordants de cet échantillon est réparti entre ca. 280 Ma et ca. 230 Ma (Figure 4.30B et C). Un âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $236,0 \pm 2,7$ Ma (N = 4, MSWD = 1,01) répondant au critère des trois grains adopté dans ce travail est obtenu à partir de ces données (Figure 4.30D). Cependant, cette date ne se base que sur quatre analyses dont trois sont sub-concordantes (concordance de ces trois grains comprise entre 91 % et 92%, tandis que la concordance du quatrième grain est de 105 %). **La date extraite par Tuff Zirc, de $245,3 \pm 3,2/-1,7$ Ma (Figure 4.30E), basée sur 12 analyses, est en conséquence considérée comme l'âge maximum de dépôt pour cet échantillon.**

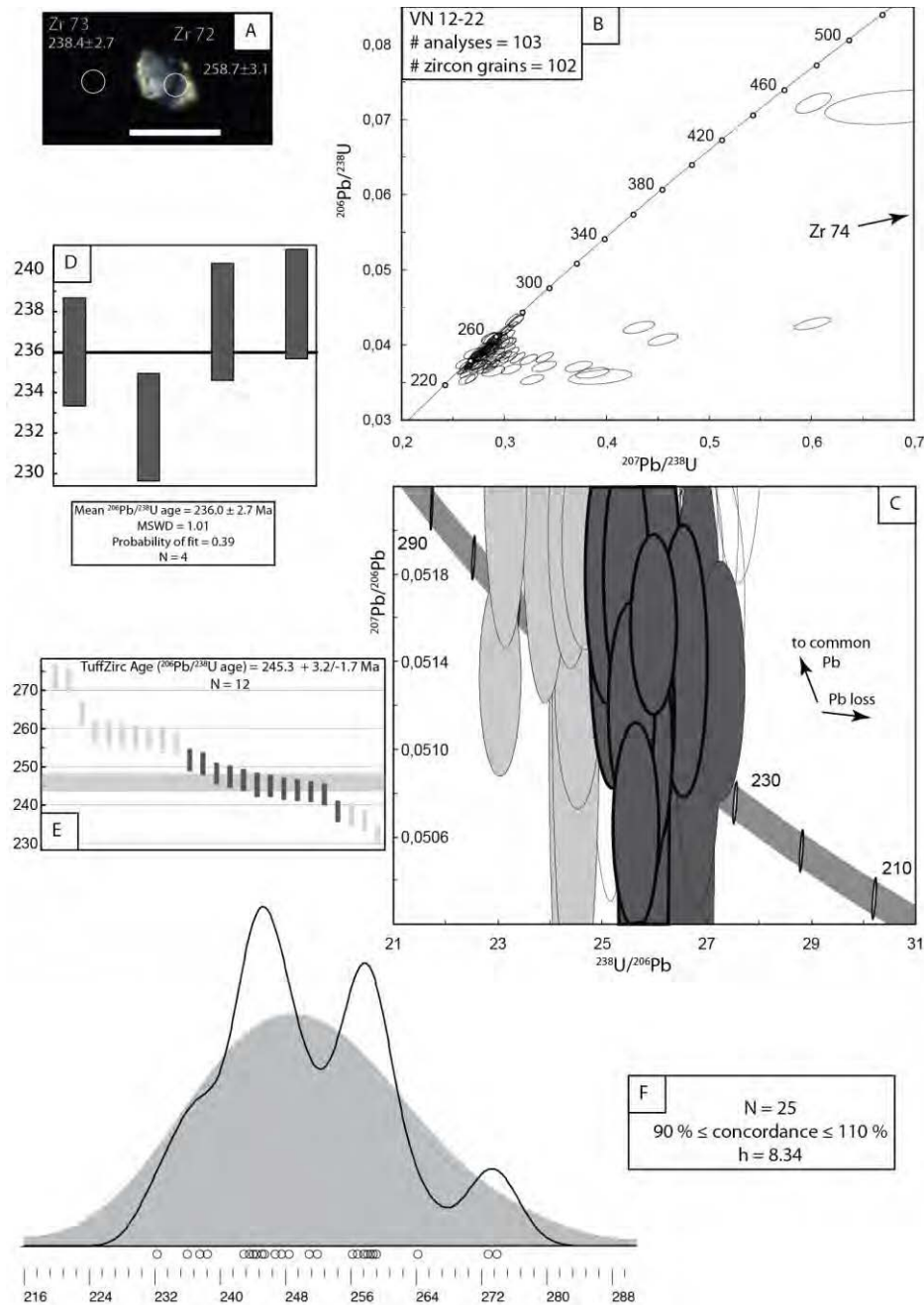


Figure 4.30. Analyses géochronologiques de l'échantillon VN 12-22.

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons représentatifs. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 25 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Digramme Concordia Wetherill. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Digramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses en gris clair correspondent aux analyses concordantes (concordance comprise entre 90 % et 110 %). Les ellipses en gris foncé correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge moyen pondéré. Les ellipses entourées par un trait gras correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge *TuffZirc*, interprété comme l'âge maximum de dépôt.

D. Age moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Age *TuffZirc*. Les boîtes sont dessinées à 1σ , les boîtes en gris foncé sont incluses dans le calcul. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul.

F. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

- Echantillon VN 12-51

Cet échantillon, prélevé dans la localité de Ban Hinh environ 10 m au-dessus de la discordance avec la Formation de Cam Thuy (Figure 4.27), n'a livré que 4 zircons sur lesquels ont été réalisées 10 analyses. Ce **faible nombre de grains invite à prendre les résultats présentés pour cet échantillon avec prudence**. Du fait de ce faible nombre de grains et malgré la prise en compte des données dont la concordance est comprise entre 70 et 130 % les limites de détection pour cet échantillon sont très élevées (Tableau 4.6), égales 21 % pour la $LD_{1(pL=0,5)}$ et 98 % pour la $LD_{3(pL=0,95)}$. Comme pour les autres échantillons prélevés dans la Formation de Hua Tat, 1 grain (sur les quatre prélevés) ne cathodoluminesce que très peu (Figure 4.31A) tandis que l'intensité de la cathodoluminescence est plus importante pour les autres zircons. La concentration en U est plus importante pour ce grain (1343 ppm, moyenne sur les deux analyses réalisées sur ce zircon) tandis que les autres grains ont une teneur moyenne (8 analyses) en U de 215 ppm. Les rapports Th/U de ces zircons sont compris entre 0,54 et 0,93, compatibles avec une origine magmatique.

Sur les 4 zircons analysés, seuls deux ont une concordance supérieure à 90 %, ne permettant donc pas de définir un âge maximum de dépôt selon les critères adoptés. Pour cet échantillon, un **seuil de 70 % de concordance est donc retenu**, une prudence particulière est donc de mise dans l'interprétation de ces résultats. Avec ce seuil de concordance, quatre analyses, obtenues sur 3 grains, définissent alors un cluster répondant au critère des trois grains adopté, et permettent de calculer un **âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de $242,5 \pm 2,9$ Ma**. Cette date se base sur 2 grains dont la concordance est supérieure à 90 %, un 1 pour lequel la concordance est de 85,5 % et un grain pour lequel la concordance est de 70,0 % (Tableau 4.5). La probabilité de concordance de ce dernier grain (cf. Chapitre 2) est particulièrement faible (0,1 %) ; les probabilités de concordances calculées sur les analyses réalisées sur les deux autres grains sont plus élevées (comprises entre 13,2 % et 87,8 % ; Tableau 4.5). **Cette date est interprétée comme l'âge maximum de dépôt pour cet échantillon**. La $LD_{3(pL=0,95)}$ très élevée (98 %) suppose que la population à laquelle appartiennent les 3 zircons pris en compte pour calculer l'âge maximum ont une proportion relative très importante, similaire à celle de la limite de détection.

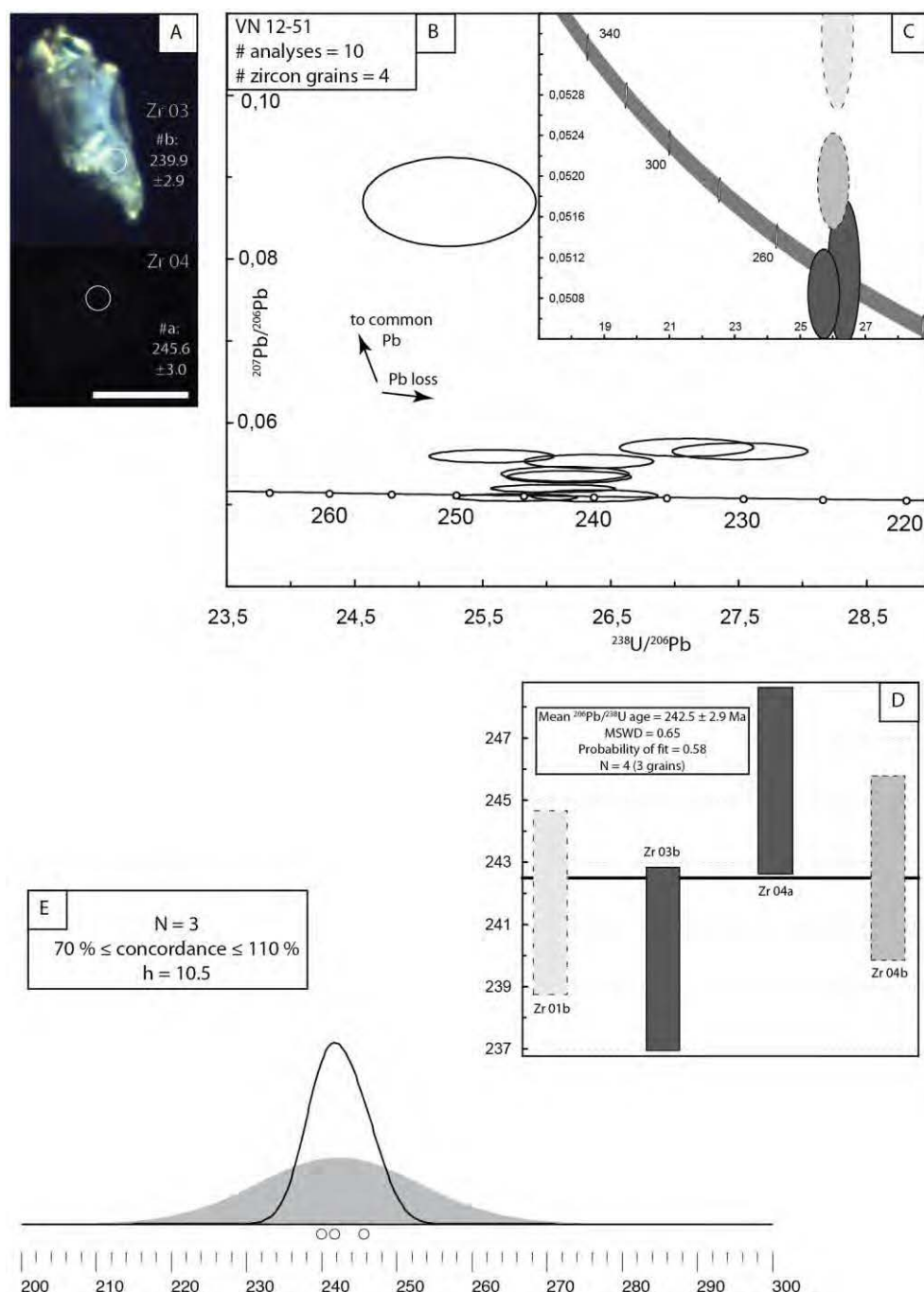


Figure 4.31. Analyses géochronologiques de l'échantillon VN 12-51.

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons représentatifs. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 25 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg pour l'ensemble des analyses. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg montrant les analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses en gris clair et en trait pointillé ne correspondent pas aux critères de concordance adoptés pour les autres échantillons. Les ellipses en gris foncé correspondent aux analyses concordantes (concordance comprise entre 90 % et 110 %).

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$. Les barres en gris foncé correspondent à des analyses concordantes à plus de 90 %, les barres en pointillé gris clair correspondent à des analyses pour lesquelles la concordance est comprise entre 70 % et 90 % (cf. Tableau 4.5). N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

Tableau 4.5. Concordance et probabilité de concordance pour chacune des analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt de l'échantillon VN 12-51.

Grain	Concordance (%) ¹	Probabilité de concordance (%) ²
Zr 01b	70,0	0,1
Zr 03b	98,0	87,8
Zr 04b	104,6	69,8
Zr 04b	85,5	13,2

1 : Concordance entre les âges $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ et $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$.

2 : Probabilité de concordance sur une Concordia Tera-Wasserburg.

3.2.2. Synthèse des résultats

Le Tableau 4.6 résume les âges maximums de dépôt pour les roches sédimentaires du Bassin de Song Da analysées et les limites de détections associées.

Tableau 4.6. Limites de détection et âges maximums de dépôt pour la Formation de Hua Tat, Bassin de Song Da.

Song Da.											
Echantillon	Nombre d'ana-lyses ⁽¹⁾	LD ₁ (%)		LD ₃ (%)		N _{TZ}	Age Tuff Zirc ⁽³⁾	Intervalle de confiance sur l'incertitude (%)	N _{AM}	Age moyen ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U du cluster le plus jeune (Ma)	MSWD
		p _L = 0,5	p _L = 0,95	p _L = 0,5	p _L = 0,95						
Formation Hua Tat											
VN12-14	18	4	15	15	31	11	267,1 +1,9/-6,8	93,5	3	243,4 ± 3,4	0,29
VN12-22	25	3	11	11	23	12	245,3 +3,2/-1,7	96,1	4	236,0 ± 2,7	1,01
VN12-51 ⁽²⁾	3 ⁽²⁾	21	63	79	98	n.a	n.a.	n.a.	4	242.5 ± 0.9	0.65

1 : grains ayant donnés au moins une analyse concordante ($\geq 90\%$), sauf 2 : analyse concordante ($\geq 70\%$). LD₁ et LD₃ : limites de détection pour 1 et 3 grains, respectivement. 3 : calcul basé sur l'algorithme « Tuff Zirc » ; Ludwig et Mundil, 2002. p_L : niveau de probabilité assigné aux limites de détection. N_{TZ} : nombre d'analyses utilisées pour calculer l'âge Tuff Zirc. N_{AM} : nombre d'analyses utilisées pour calculer l'âge moyen du cluster le plus jeune. MSWD : Mean Square of Weighted Deviates. n.a. : non applicable.

Les âges en gras correspondent à l'âge maximum de dépôt retenu pour chacun de ces échantillons.

3.2.3. Ages maximums de la sédimentation et âge de la discordance

La Figure 4.32 résume l'âge des formations et de la discordance du Bassin de Sam Nua déduites des résultats de ce travail et de la littérature.

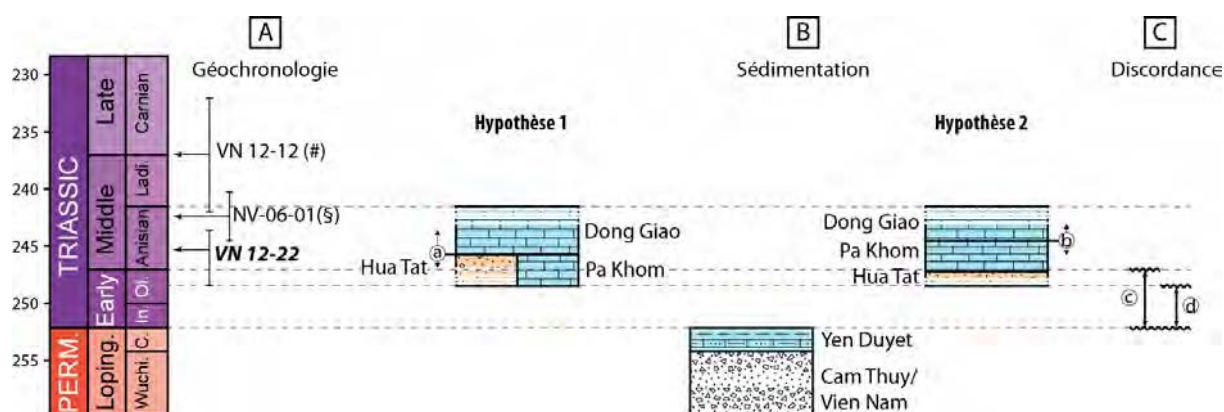


Figure 4.32. Synthèses des âges des formations du Trias inférieur et moyen du Bassin de Song Da.

A. Les échantillons NV-06-01 (Hoa et al., 2008b, noté §) et VN 12-12 (F. Roger, communication personnelle, noté #) proviennent du granite de Kim Boi, qui intrude les formations de Hua Tat et Pa Khom indifférenciées et la formation de Dong Giao (Mong et al., 2004).

B. Age de mise en place des formations du Trias inférieur et moyen du Bassin de Song Da.

Hypothèse 1 : les formations de Hua Tat et de Pa Khom sont des équivalents latéraux de faciès. a : gamme d'âge possible pour la limite entre les formations Co Noi inférieure, supérieure et de Dong Giao.

Hypothèse 2 : les formations de Hua Tat, de Pa Khom et de Dong Giao sont diachrones. b : gamme d'âge possible pour la limite entre les formations de Pa Khom et de Dong Giao.

L'âge de la Formation de Dong Giao est déterminé par sa relation stratigraphique avec la Formation de Pa Khom et par sa relation structurale avec le granite de Kim Boi qui la recoupe. L'âge des formations de Yen Duyet, Cam Thuy et Vien Nam est repris de Tri et Khuc (2011) ; Thanh et Khuc (2012).

C. Age de la discordance séparant les formations de Yen Duyet et Hua Tat. c : durée minimale envisageable, d : durée maximale envisageable.

Parmi les trois échantillons datés dans la Formation de Hua Tat, l'âge le plus fiable a été obtenu sur l'échantillon VN 12-22 (245,3 ± 3,2/-1,7 Ma) et il est utilisé comme référence pour établir l'âge maximum de la formation (Figure 4.32A et B).

La Formation de Dong Giao repose en concordance sur les formations de Hua Tat et de Pa Khom (ou Formation de Co Noi, e.g. Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) et est recoupée par un pluton appartenant au granite de Kim Boi (Muong et al., 2004). Un échantillon prélevé dans ce pluton³⁹ a donné une date à 237 ± 5 Ma (²⁰⁶Pb/²³⁸U, N = 12, MSWD = 5,3 ; F. Roger, communication personnelle, Figure 4.32A). Un autre pluton, recoupant les formations de Hua Tat et Pa Khom indifférenciées a donné une date à 242,4 ± 2,2 Ma (U-Pb sur zircon ; Hoa et al., 2008b ; Figure 4.32A) Ces deux dates sont interprétées comme des âges de mise en place des plutons, et déterminent donc l'âge minimal des formations de Dong Giao, Hua Tat et Pa Khom. Les âges maximums de dépôt obtenus dans la Formation de Hua Tat ainsi que les âges minimums de cette formation, donnés par les âges de mise en place des plutons qui la recoupent, montrent que la Formation de Hua Tat a un âge compris entre la fin de l'Olénékien et le début de l'Anisien (Figure 4.32B). Cet âge est légèrement plus jeune que celui, Induen, proposé par Huyen et al. (2004).

Les formations de Hua Tat et Pa Khom représentent soit des équivalents latéraux de faciès (hypothèse 1, Figure 4.32B), soit des formations diachrones (hypothèse 2, Figure 4.32B). Dans l'hypothèse 1, et compte tenu des incertitudes sur l'âge maximum de la sédimentation et sur la durée du remaniement, la mise en place de la Formation de Hua Tat pourrait être restreinte à l'Olénékien supérieur ou se poursuivre jusqu'à l'Anisien inférieur (a, Figure 4.32B).

Si les formations de Hua Tat et Pa Khom sont diachrones (hypothèse 2), comme le proposent Huyen et al. (2004), l'âge de la Formation de Hua Tat est restreint à l'Olénékien supérieur et la Formation de Pa Khom débute à la limite Olénékien-Anisien, l'essentiel de cette formation étant d'âge Anisien inférieur. La limite entre les formations de Pa Khom et de Dong Giao est alors comprise dans une fourchette intra anisienne (b, Figure 4.32B).

Ces deux hypothèses sont ici laissées ouvertes. La présence d'ammonites olénékiennes dans la Formation de Pa Khom (Huyen et al., 2004 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012, révision : A. Brayard) implique soit que les formations de Hua Tat et Pa Khom sont des équivalents latéraux de faciès (hypothèse 1), soit que la durée de mise en place de la Formation de Hua Tat est courte (≤ 1,3 Ma, i.e. durée entre l'âge

³⁹ L'échantillonnage de ce pluton granitique a été réalisé lors d'une mission de terrain en décembre 2012, puis cet échantillon a été daté par Françoise Roger.

maximum autorisée par l'incertitude sur l'âge maximum de dépôt de l'échantillon VN 12-22 – 248,5 Ma – et la limite Olénékien/Anisien – 247,2 Ma).

Les datations réalisées (datations des âges maximums de dépôt de la Formation de Hua Tat et datation des âges minimums de dépôt de cette formation *via* les datations de plutons du granite de Kim Boi, Hoa et al., 2008b et F. Roger, communication personnelle) permettent de préciser, pour la première fois, l'âge de la discordance entre les formations de Yen Duyet et de Hua Tat (cf. Figure 4.3, Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012). La durée de cette discordance est encadrée par l'âge de la Formation de Yen Duyet, datée par biostratigraphie du Changhsingien (e.g. Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) et par l'âge de la Formation de Hua Tat. En fonction de l'hypothèse retenue, l'âge de la discordance peut varier légèrement (c ou d, Figure 4.32C) mais reste compris dans le Trias inférieur.

L'identification de volcanoclastes, arrondis, présentant des degrés d'altération et des textures variables dans les différents échantillons de la Formation de Hua Tat, suggère que les sources volcaniques ont été relativement diverses et/ou éloignées de la zone de dépôt de la Formation de Hua Tat. En outre, la répartition des âges concordants, compris entre ca. 275 Ma jusqu'à l'âge maximum de dépôt des échantillons, suggèrent que ce volcanisme a été actif durant une période relativement longue (Figure 4.33). Ce point demeure néanmoins spéculatif et la confirmation ou l'infirmer de cette hypothèse nécessiterait des investigations complémentaires.

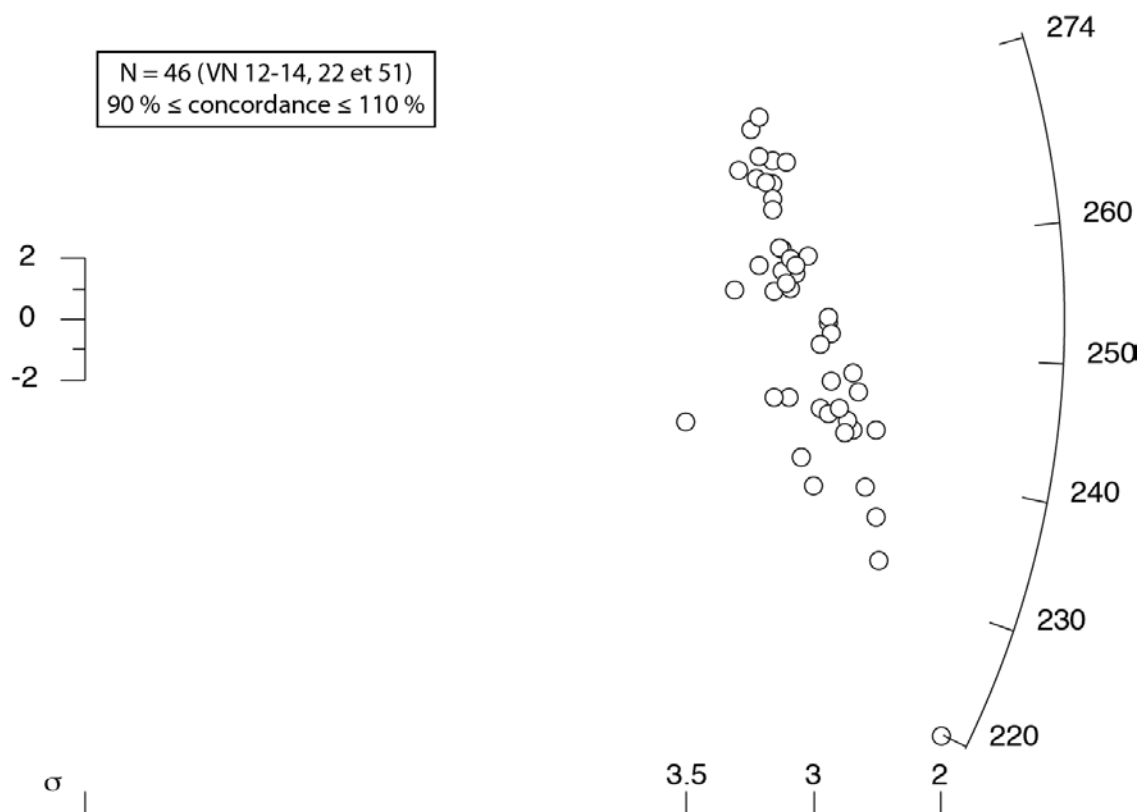


Figure 4.33. Diagramme radial de l'ensemble des analyses concordantes obtenues sur les échantillons de roche sédimentaires de la Formation de Hua Tat.

3.3. Discussion

3.3.1. Evolution des environnements de dépôt

Les « formations⁴⁰ » de Cam Thuy et Vien Nam correspondent essentiellement à des complexes magmatiques volcaniques renfermant aussi des roches intrusives. Un affleurement étudié consiste en des roches volcano-sédimentaires mafiques, mais aucun élément ne permet de préciser son environnement de dépôt (Figure 4.34).

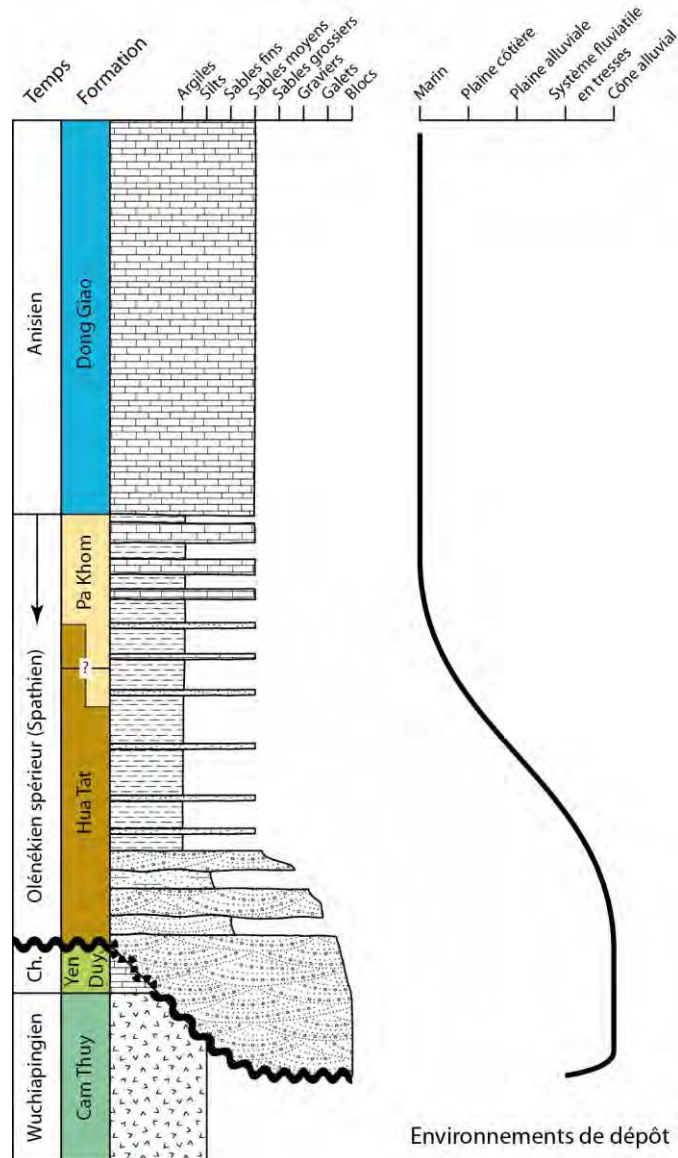


Figure 4.34. Evolution synthétique des environnements de dépôt dans le Bassin de Song Da. Le point d'interrogation et la flèche correspondent aux hypothèses, laissées ouvertes, sur les relations stratigraphiques et l'âge des formations de Hua Tat et de Pa Khom. Ch. : Changshingien.

⁴⁰ Hormis un affleurement constitué de roches volcano-sédimentaires (tuffs basaltiques microconglomératiques), ces « formations » correspondent plutôt à des complexes magmatiques qu'à des « formations » à proprement parler.

L'évolution observée entre les formations de Hua Tat, Pa Khom et de Dong Giao montre une **tendance globalement rétrogradante de la fin du Trias inférieur au début du Trias moyen**.

3.3.2. Coupes du Bassin de Song Da

3.3.2.1. Coupe de Mai Son

La coupe de Mai Son (Figure 4.35) illustre la relation discordante de la Formation de Hua Tat sur les formations de Yen Duyet et Cam Thuy. Elle permet également une estimation grossière de **l'épaisseur des formations de Hua Tat et Pa Khom** considérées dans leur ensemble (~ 1 km).

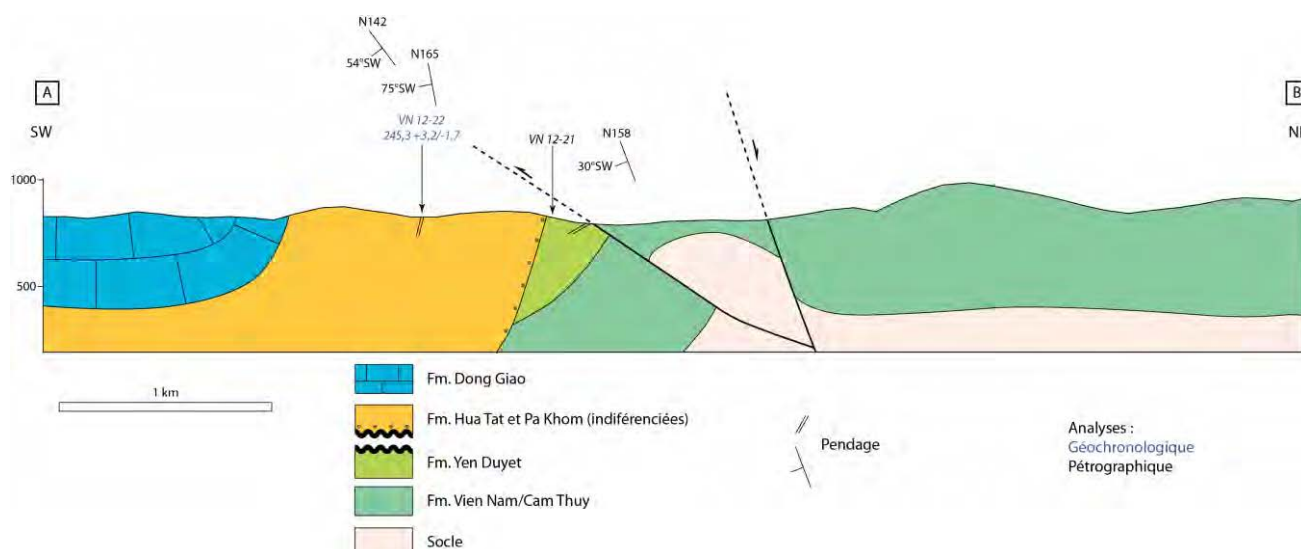


Figure 4.35. Coupe de Mai Son.

Basé sur la carte révisée de la localité de Mai Son (Figures 4.22 et 4.23) selon le profil A-B (Figure 4.23).

3.3.2.2. Coupe de Muong Khen

La coupe de Muong Khen (Figure 4.36) permet d'estimer l'épaisseur totale des formations de **Hua Tat et Pa Khom** à 730 m. Cette estimation est supérieure à celle de ca. 300 m indiquée par Son et al. (2005), mais compatible avec celles proposées par Mong et al. (2004) (730 à 970 m) et Bao et al. (2004) (900 m). Selon l'hypothèse retenue (1 ou 2, cf. Figure 4.32) le **taux de sédimentation** pour la mise en place de ces deux formations est **compris entre 160 m.Ma⁻¹ et 730 m.Ma⁻¹**. Ces taux impliquent l'existence d'une subsidence tectonique active pendant la sédimentation.

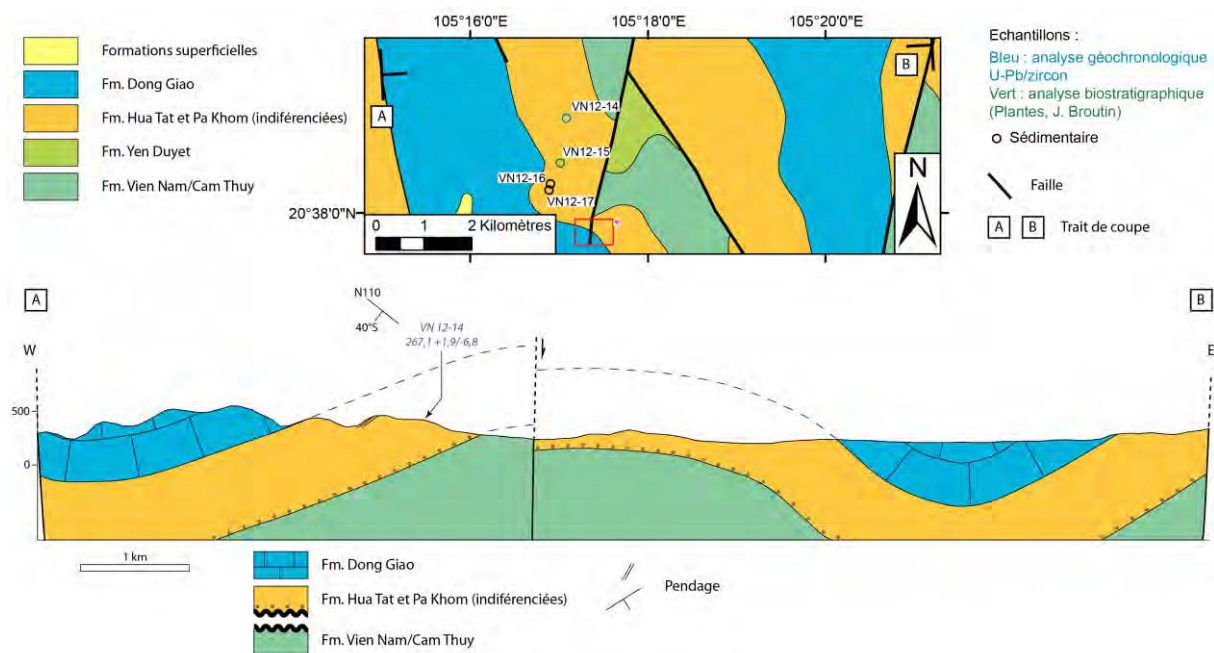


Figure 4.36. Coupe de Muong Khen.

Coupe basée sur la carte révisée de la localité de Mai Son (Figures 4.22 et 4.23) selon le profil A-B (Figure 4.23). La carte de Muong Khen (Muong et al., 2004) a été modifiée dans le rectangle rouge marqué d'une astérisque. Dans la version non modifiée de cette carte, la faille est scellée par la Formation de Dong Giao.

La modification apportée à la carte de Muong Khen, d'apparence mineure, a pourtant des conséquences sur le nombre d'événements tectoniques ayant affecté le Bassin de Song Da au Trias inférieur et moyen (Figure 4.37). L'existence d'une discordance importante entre les formations de Pa Khom et de Dong Giao étant peu plausible, notamment pour des raisons chronologiques, l'hypothèse B (Figure 4.37) est privilégiée.

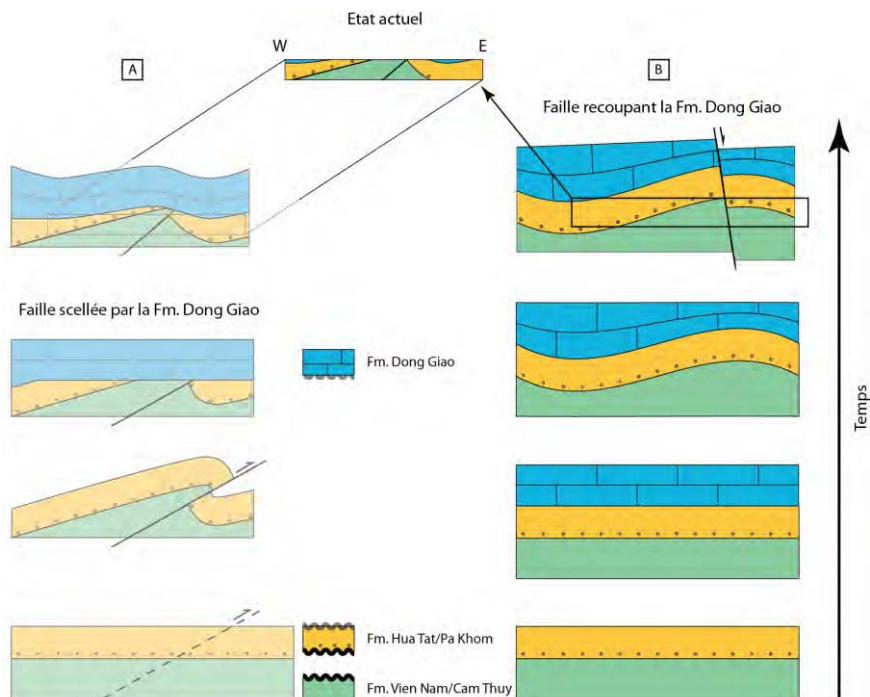


Figure 4.37. Schéma montrant les implications, en terme d'événement tectonique, de la modification apportée à la carte de Muong Khen.

L'hypothèse B est privilégiée (voir texte). La conséquence cartographique de cette hypothèse est prise en compte dans la Figure 4.36.

3.3.2.3. Coupe de Bac Phong

La coupe de Bac Phong (Figure 4.38) montre le recoupement de la Formation de Dong Giao par le granite de Kim Boi. Cette coupe illustre également une discordance entre les formations de Hua Tat et Pa Khom et la Formation de Dong Giao, interprétée comme une **transgression anisienne** (Figure 4.39).

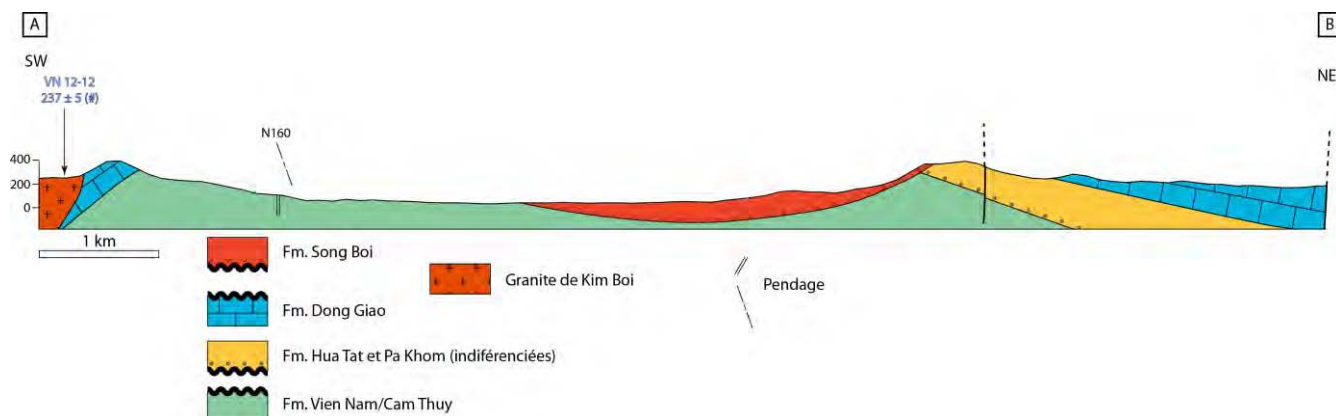


Figure 4.38. Coupe de Bac Phong.

Coupe basée sur la carte de la localité de Bac Phong (Figures 4.22 et 4.23) selon le profil A-B (Figure 4.23). L'âge indiqué (échantillon VN 12-12, noté #) a été obtenu par F. Roger.

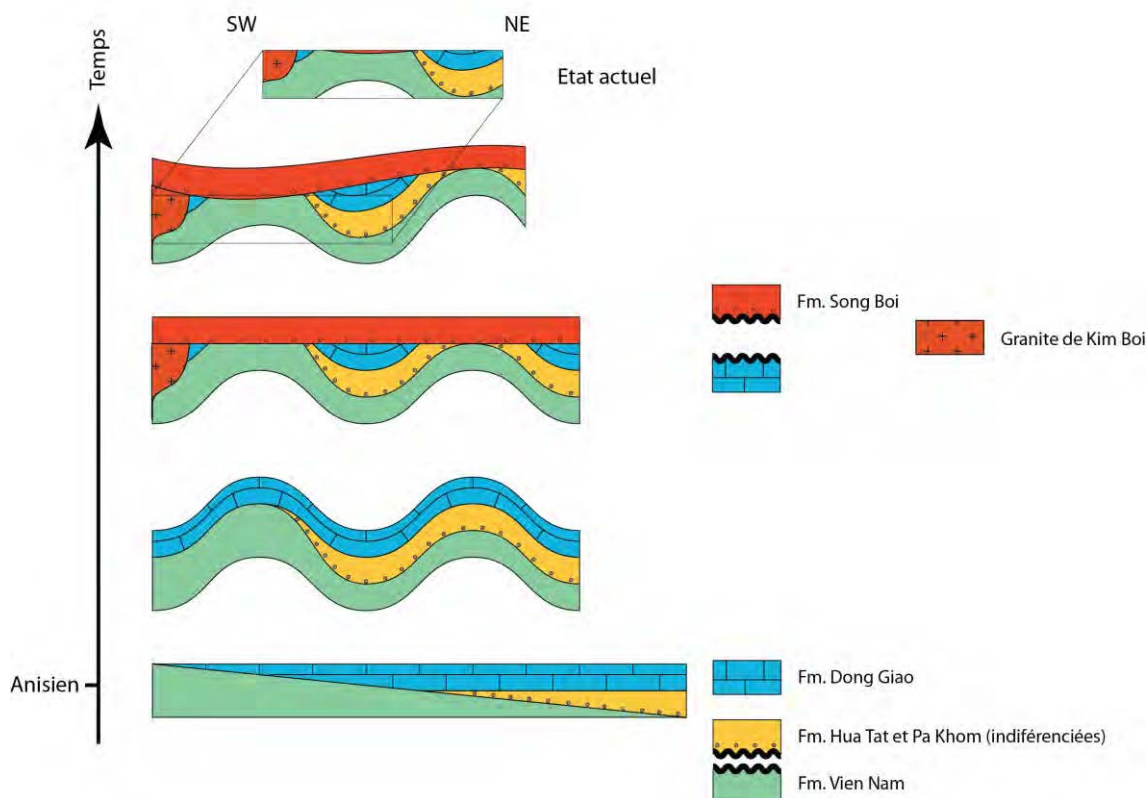


Figure 4.39. Schéma de l'évolution tectonique du Bassin de Song Da au Trias moyen.

3.3.2.4. Coupe de Son La

La coupe de Son La (Figure 4.40) montre l'existence d'un pli déversé (déversement vers l'Est) d'axe Nord-Sud. Ce pli affecte la Formation de Dong Giao et s'est donc développé postérieurement à l'Anisien.

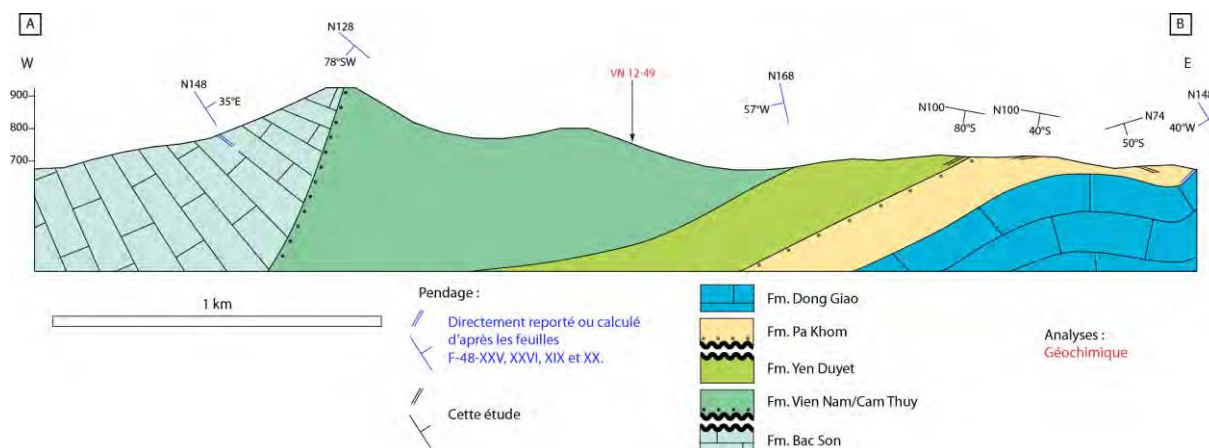


Figure 4.40. Coupe de Son La.

Coupe basée sur la carte de la localité de Son La (Son et al., 2005 ; Tuyet et al., 2005 ; Figures 4.22 et 4.23) selon le profil A-B (Figure 4.23).

Ce pli présente une direction et un sens de déversement compatible avec les plis et sens de cisaillement déduits d'une étude structurale dans la zone de Son La (Faure et al., 2014).

La coupe (Figure 4.40) montre par ailleurs la relation discordante entre les séries volcaniques des formations de Cam Thuy et Vien Nam et la Formation de Bac Son. Cette dernière est datée par biostratigraphie du Permien inférieur (Cisuralien) et moyen (Guadalupien) (Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012). Par encadrement, les **séries volcaniques et volcano-sédimentaires mafiques des formations de Cam Thuy et Vien Nam**, dont un échantillon (VN 12-29) a fait l'objet d'analyses géochimiques, sont donc **datées du Wuchiapingien**.

3.3.3. Comparaison avec le Bassin de Sam Nua

L'évolution stratigraphique, les épisodes de mise en place des roches magmatiques et les grands épisodes tectoniques des bassins de Sam Nua et de Song Da sont résumés dans une charte synthétique (Figure 4.41).

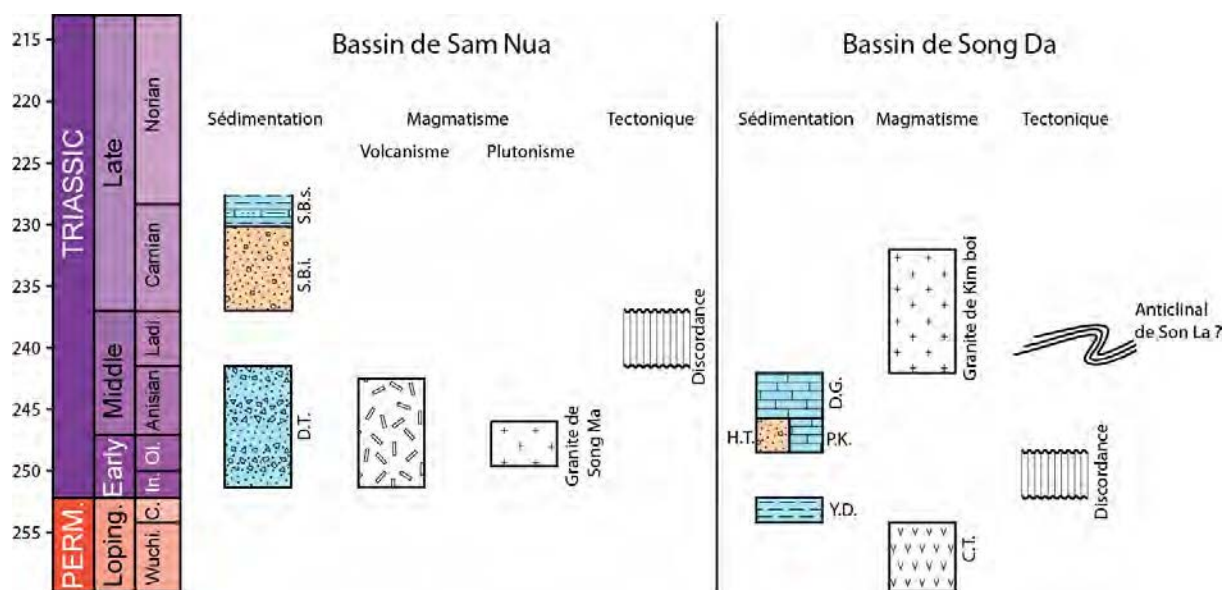


Figure 4.41. Charte synthétique résumant les principaux événements sédimentaires, magmatiques et tectoniques des bassins de Sam Nua et de Song Da.

Perm. : Permien, Loping. : Lopingien, Wuchi. : Wuchiapingien, C. : Changhsingien, In. : Induen, Ol. : Olénékien, Ladi. : Ladinien. Les formations sédimentaires sont nommées par leurs initiales : D.T. : Dong Trau, S.B.i. : Suoi Bang inférieure, S.B.s. : Suoi Bang supérieure, Y.D. : Yen Duyet, H.T. Hua Tat, P.K. : Pa Khom (NB : seule l'hypothèse 1 est représenté ici), D.G. : Dong Giao. La Formation de Cam Thuy (C.T.) n'est constituée que de roches magmatiques mafiques et de roches volcano-sédimentaires primaires. L'anticlinal de Son La est postérieur au dépôt de la Formation de Dong Giao mais il n'existe pas d'élément de calage chronologique permettant de déduire précisément la borne supérieure de sa mise en place.

Les différentes investigations menées dans les bassins de Sam Nua et de Song Da montrent l'existence de deux discordances distinctes. La première, à la base du Trias inférieure, est reconnue dans le Bassin de Song Da (Figure 4.41). La seconde, au Ladinien, est reconnue dans le Bassin de Sam Nua (Figure 4.41) et est contemporaine de la mise en place du granite de Kim Boi dans le Bassin de Song Da. Elle est également potentiellement contemporaine du développement de l'anticlinal de Son La.

Des analyses géochimiques réalisées sur les roches volcaniques et volcano-sédimentaires de ces deux bassins ont été réalisées pour apporter des éléments de réponse complémentaires sur les régimes géodynamiques dans lesquels se sont formés les reliefs mis en évidence par l'existence des discordances.

4. Contexte géodynamique

4.1. Bassin de Sam Nua

Deux échantillons de roche volcanique (VN 12-27 et VN 12-41) et un échantillon de roche volcano-sédimentaire (VN 12-38) appartenant à la Formation de Dong Trau ont été analysés. Les résultats analytiques complets (analyses effectuées par le CRPG/SARM, Nancy) sont disponibles dans l'Annexe 4.2.

Le faible nombre d'échantillons étudiés ne permet pas d'évaluer l'altération de ces échantillons autrement que par leur perte au feu et leur aspect en lame mince. Les

échantillons de roche volcanique ont une perte au feu inférieure ou égale à 2,5 % suggérant une altération modérée.

4.1.1. Caractéristiques géochimiques

Conformément aux observations pétrographiques, les teneurs en alcalins et en SiO_2 des roches volcaniques analysées confirment qu'il s'agit de rhyolites (Figure 4.42A). Celles-ci sont en outre riches en K_2O (Figure 4.42B). Cette caractérisation chimique est confirmée en utilisant des éléments réputés moins mobiles que les éléments alcalins (Figure 4.43 ; Winchester et Floyd, 1977).

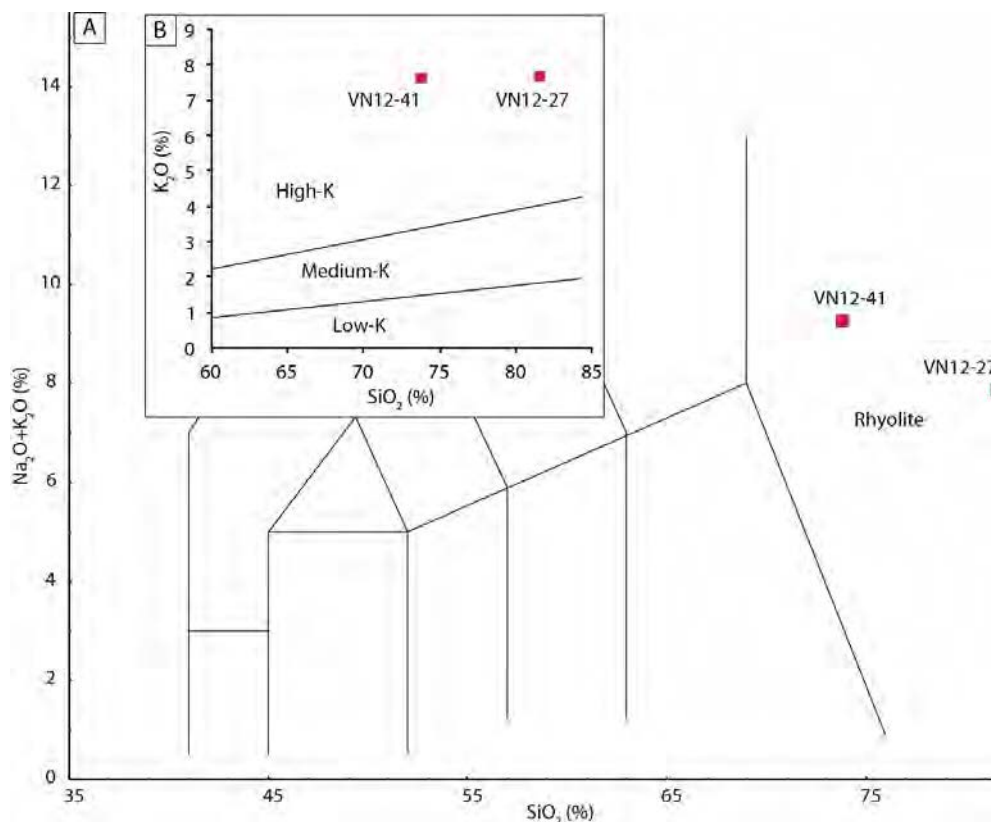


Figure 4.42. Classification des roches volcaniques de la Formation de Dong Trau.

A. Diagramme de la teneur en alcalins en fonction de la teneur en SiO_2 (TAS, Le Maitre et al., 2002).

B. Subdivision de la classification des rhyolites en fonction de la teneur en K_2O (Le Maitre et al., 2002).

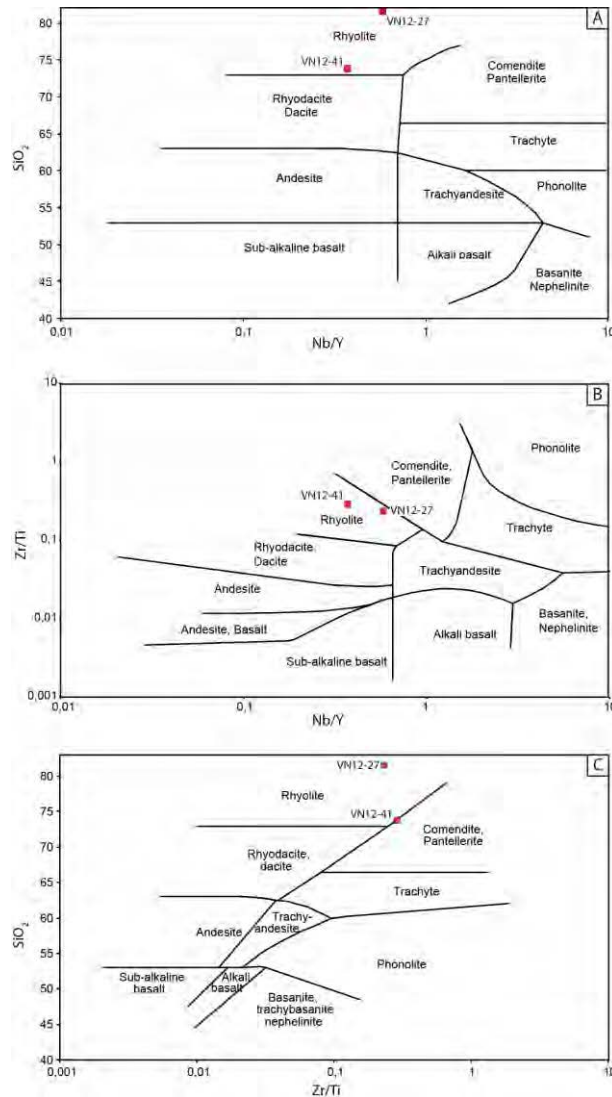


Figure 4.43. Diagrammes de classification basés sur des éléments réputés peu mobiles (Winchester et Floyd, 1977).

Dans un diagramme Th-Co (Hastie et al., 2007), les échantillons de roche volcanique de la Formation de la Dong Trau se placent dans le champ des séries shoshonitiques ou calco-alkalines riches en K (Figure 4.44). Cette position est en accord avec celle indiquée par la richesse en K_2O (Figure 4.42B).

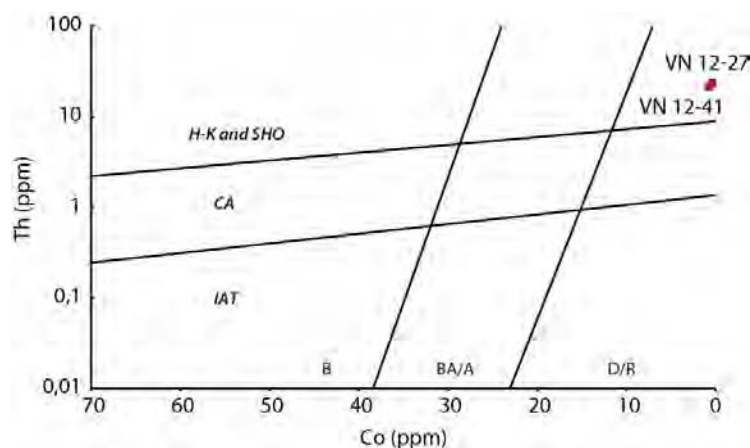


Figure 4.44 (page précédente). Diagramme Th-Co (Hastie et al., 2007) de discrimination des séries hyper-alkaline, calco-alkaline et tholéiitique d'arc.

IAT: *Island Arc Tholeiite*, CA: *Calk-Alkaline*, H-K and SHO: *High K calk-alkaline and shoshonitic field*, B: *Basalts*, BA/A: *Basaltic Andesite/Andesite*, D/R: *Dacite/Rhyolite*. La concentration en Co pour l'échantillon VN 12-27 est inférieure à la limite de détermination ; la valeur utilisée pour placer ce point dans ce diagramme est celle de la limite de détermination.

Le type de granite (I ou A) auquel se rattachent ces rhyolites peut être précisé à partir des teneurs en divers éléments relativement peu mobiles (Figure 4.45).

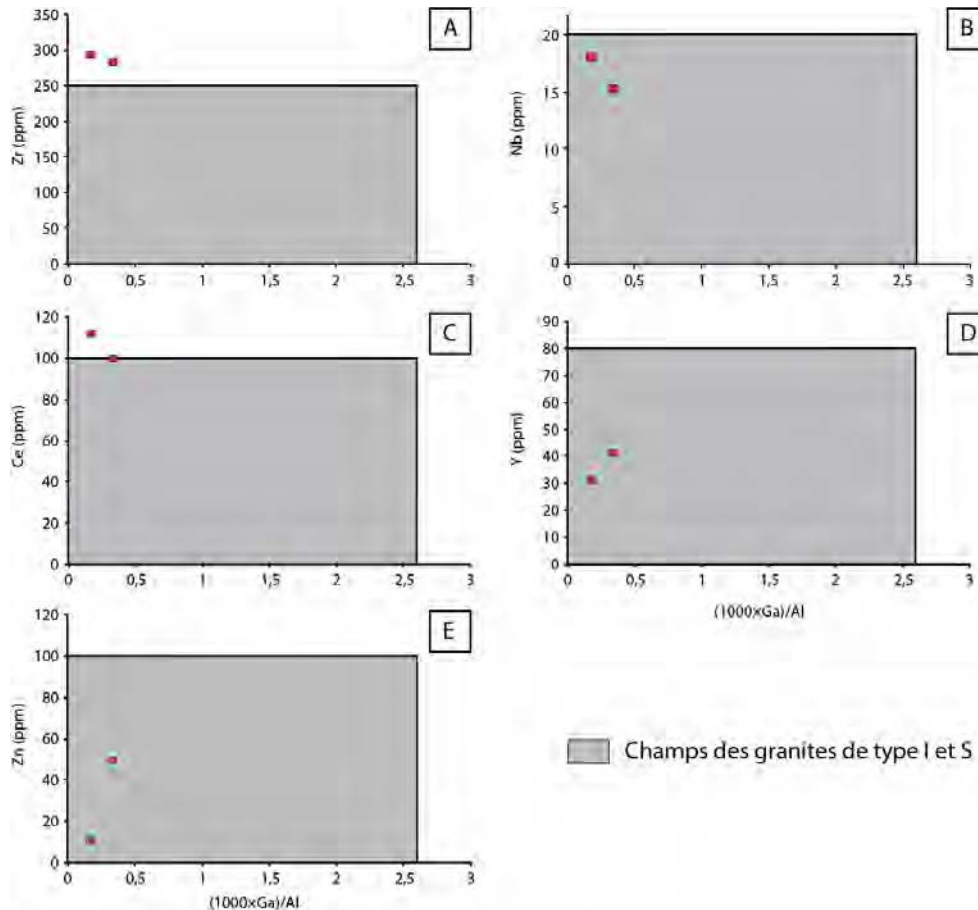


Figure 4.45. Diagrammes de classification des granites (d'après Whalen et al., 1987).

Le champ gris, dans lequel se positionnent les échantillons de rhyolite, correspond aux granites des types I et S. Le champ au-delà du champ gris correspond aux granites de type A. La concentration en Zn pour l'échantillon VN 12-27 est inférieure à la limite de détermination, la valeur utilisée pour placer ce point dans le diagramme E est celle de la limite de détermination.

Ces différents diagrammes, hormis le diagramme A, indiquent que les rhyolites ont une chimie apparentée à des granites de type I (ou S) plutôt que de type A. Les granites de type A ont des rapports $(Ce/Yb)_N < 5,5$ (Whalen et al., 1987) alors que ces rapports sont de 8,9 et 6,4 pour les échantillons VN 12-27 et VN 12-41, respectivement, confirmant l'affinité de ces rhyolites avec les granites de type I.

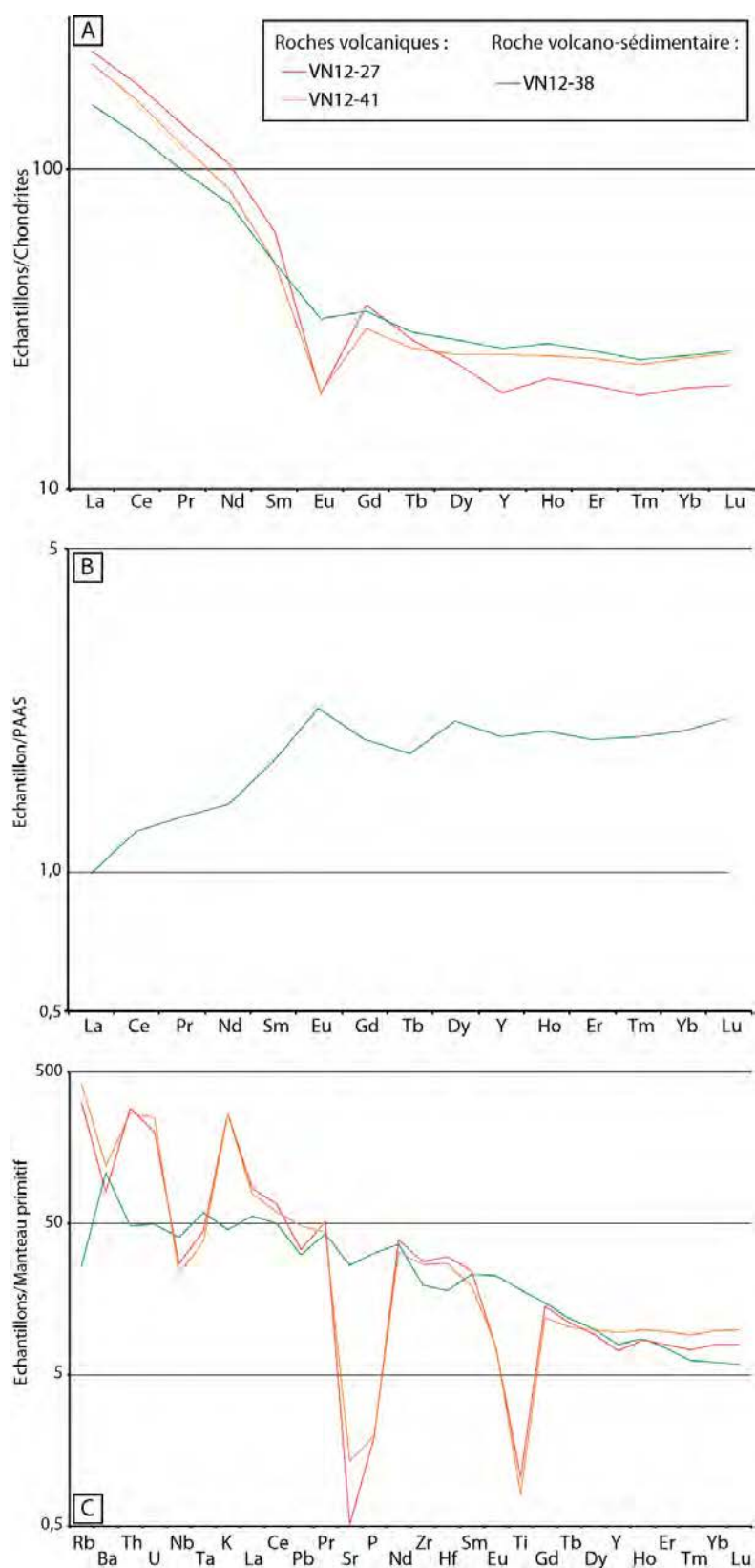


Figure 4.46. Spectres en REE et Y (REY) et multi-élémentaires pour les roches volcaniques et volcano-sédimentaires de la Formation de Dong Trau.

A. Spectre REY normalisé aux chondrites (valeurs de normalisation : Sun S.-S. et McDonough, 1989).

B. Spectre REY normalisé aux PAAS (*Post Archean average Australian Sedimentary rocks*, valeurs de normalisation présentées dans Rollinson, 1993, tirées de McLennan, 1989).

C. Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (valeurs de normalisation : Sun S.-S. et McDonough, 1989). La concentration en P des échantillons VN 12-27 et VN 12-41 est inférieure à la limite

de détermination pour le P_2O_5 (cf. Annexe 2.1). Les valeurs reportées dans ce diagramme sont celles de la limite de détermination et représentent donc des valeurs maximales.

Les spectres REY (REE et Y) des roches volcaniques sont caractérisés par un fort enrichissement en LREE et un enrichissement moindre en HREE par rapport aux chondrites (Figure 4.46A), avec des rapports $(La/Yb)_N$ de 11,4 de (VN 12-27) et 8,4 (VN 12-41). Ces spectres sont presque plats pour les HREE et Y, avec des rapports $(Gd/Yb)_N$ de 1,8 et 1,2, respectivement. D'autre part, ils montrent une anomalie négative prononcée en Eu ($Eu/Eu^* = 0,4$ et $0,5$) et en Ba sur le spectre multi-élémentaire. Ces anomalies sont interprétées comme le résultat de la cristallisation fractionnée de feldspaths de plagioclase. Cela est cohérent avec la présence de phénocristaux de plagioclase observés dans ces échantillons.

Une anomalie en Eu, bien que moins prononcée, se retrouve dans l'échantillon de wacke feldspathique VN 12-38 ($Eu/Eu^* = 0,8$). Normalisée aux PAAS (Figure 4.46B), cet échantillon est enrichi en HREE et MREE et montre une anomalie positive en Eu. Cette dernière est cohérente avec la présence d'une proportion relativement importante de feldspath (Figures 4.6B) et témoigne de la relativement faible maturité de ces sédiments.

Les diagrammes multi-élémentaires (Figure 4.46C) montrent pour les trois échantillons un enrichissement en LILE et HFSE par rapport au manteau primitif, des anomalies négatives en Nb, Ta, P et Ti et une anomalie positive en K. Celle-ci est à mettre en relation avec leur forte concentration en K_2O et leur position dans un diagramme K_2O en fonction de SiO_2 (cf. Figure 4.42B). L'anomalie en Ti est interprétée comme le résultat de la cristallisation fractionnée d'oxydes tel que la magnétite et est fréquemment observée dans l'évolution des magmas mis en place dans les zones de subduction (e.g. Briquieu et al., 1984), ce qui est cohérent avec l'observation de minéraux opaques automorphes. Les anomalies en Nb, Ta et P résultent de la fusion partielle d'une source mantellique enrichie en éléments incompatibles sauf en Ta, Nb et P (cependant, une anomalie négative en P peut aussi suggérer le fractionnement d'apatite lors d'une cristallisation fractionnée). Un tel enrichissement peut se réaliser par la circulation de fluides à des profondeurs relativement faibles dans le manteau. Ces fluides sont enrichis en éléments incompatibles (LILE notamment) mais sélectivement appauvris en Ta, Nb (Baier et al., 2008) et en P (e.g. McCuaig et al., 1994).

4.1.2. Diagrammes de discrimination géodynamique

Les signatures géochimiques des roches volcaniques comme des roches volcano-sédimentaires, analysées au travers de diagrammes de discrimination tectonique, peuvent donner des résultats équivoques (cf. Chapitre 2). La démarche utilisée pour les échantillons du Bassin de Luang Prabang (cf. Chapitre 3) est suivie ici afin de tester la cohérence des contextes indiqués par des diagrammes basés sur des éléments différents (Saccani, 2014) et des roches différentes.

- Roches magmatiques

Les diagrammes classiques disponibles pour les roches volcaniques acides sont présentés dans la Figure 4.47. Ces diagrammes sont basés sur des éléments réputés peu mobiles (HFSE) hormis le diagramme 1, qui utilise la concentration en Rb.

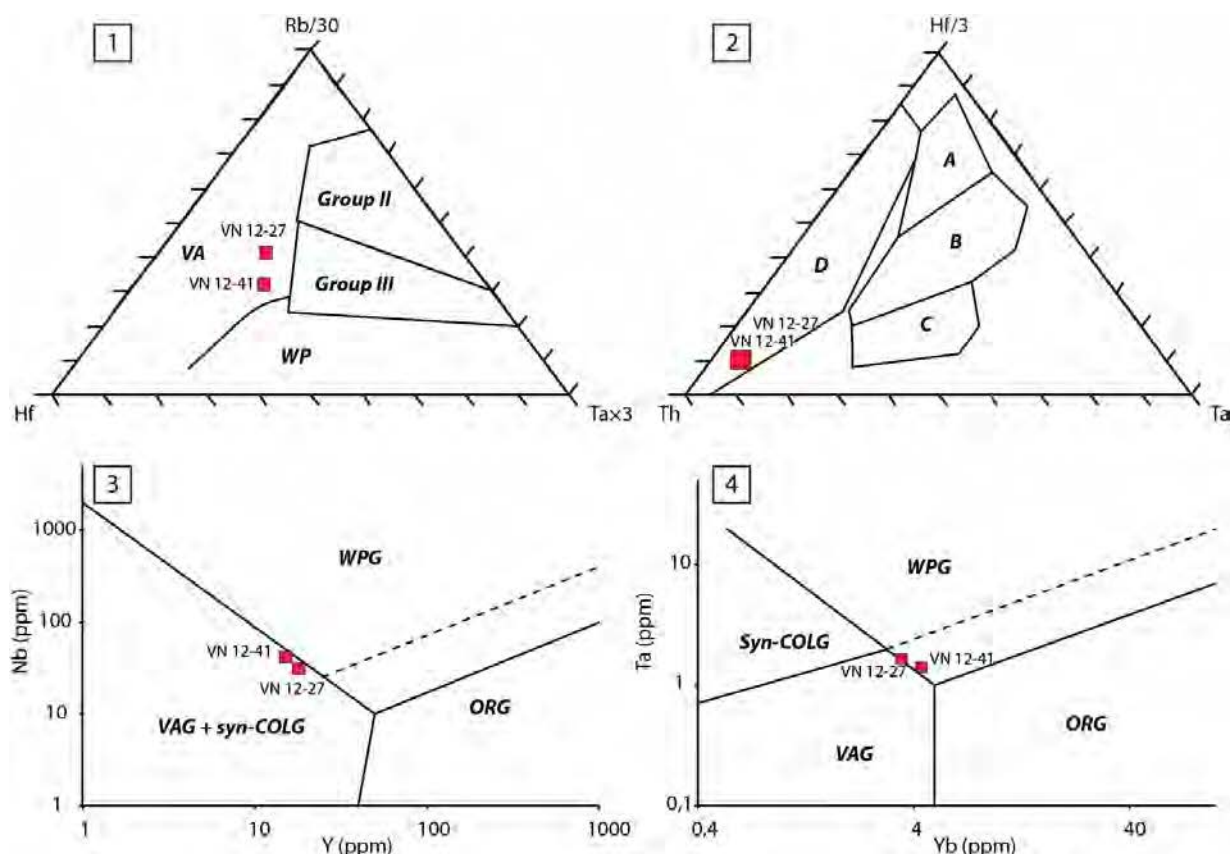


Figure 4.47. Diagrammes de discrimination « classiques » pour les roches volcaniques de la Formation de Dong Trau (Bassin de Sam Nua).

1. Diagramme de discrimination des roches magmatiques des zones de convergence (Harris et al., 1986). VA : **Volcanic Arc**, WP : *Within Plate*, Group II: roches magmatiques syn-collision, Group III: roches magmatiques tardi- et post-collisionnelles.

2. Diagramme de discrimination basé sur le Hf, le Th et le Ta (Wood, 1980). A. N-MORB, B. E-MORB, C. Basaltes alcalins intra-plaque, D. **Basaltes et roches différenciées d'arc volcaniques**.

3. Diagramme de discrimination Nb-Tb pour les granites (Pearce et al., 1984). WPG: *Within Plate Granites*, ORG: *Oceanic Ridge Granites*, VAG: **Volcanic Arc Granites**, syn-COLG: **Syn Collisional Granites**.

4. Diagramme de discrimination Ta-Yb pour les granites (Pearce et al., 1984). WPG: **Within Plate Granites**, ORG: *Oceanic Ridge Granites*, VAG: **Volcanic Arc Granites**, syn-COLG: *Syn Collisional Granites*.

Ces diagrammes suggèrent de manière relativement cohérente une mise en place dans un **contexte d'arc**. Dans le diagramme 4 (Figure 4.47), les rhyolites de la Formation de Dong Trau sont cependant dans le champ des roches magmatiques mises en place en contexte intraplaque (bien que leur position soit proche de la limite de ce champ). Les diagrammes de Verma et al. (2013) (Chapitre 2) donnent des résultats similaires (**arc continental**, Figure 4.48, Tableau 4.7).

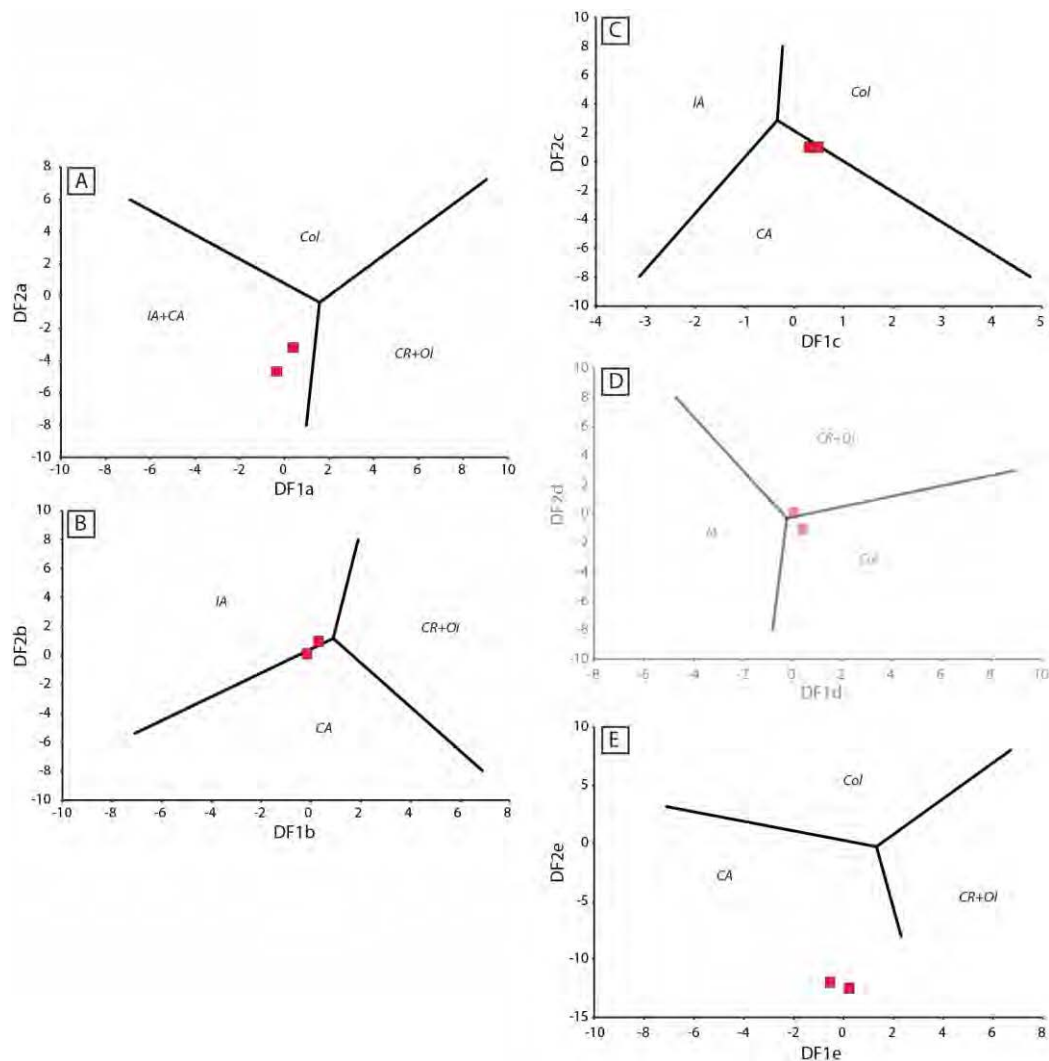


Figure 4.48. Diagrammes de discriminations des roches acides ($\text{SiO}_{2(\text{adj})} > 63\%$), Verma et al., 2013. DF : Fonctions discriminantes. IA: *Island Arc*; CA: *Continental Arc*; CR: *Continental Rift*; OI: *Oceanic Island*; Col: *Collision*. Le diagramme D correspond au diagramme inapplicable (le champ CA n'est pas présent dans ce diagramme).

Tableau 4.7. Probabilités d'appartenance aux différents champs discriminés dans les diagrammes de Verma et al. (2013) pour les échantillons de roche volcanique prélevés dans la Formation de Dong Trau.

Diagrammes	Champs									
	IA+CA		CR+OI		Col		IA		CA	
	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type
a	0,6188	0,2641	0,3777	0,2599	0,0035	0,0042	na	na	na	na
b	na	na	0,3084	0,3195	na	na	0,0875	0,0192	0,6041	0,3387
c	na	na	na	na	0,5912	0,0483	0,0009	0,0009	0,4043	0,0461
d	na	na	0,2381	0,2969	0,7610	0,2978	na	na	na	na
e	na	na	0,0027	0,0028	0,0000	0,0000	na	na	0,9973	0,0028
Probabilité (%)	na	na	18,5		27,1		2,4		51,9	

IA: *Island Arc*; CA: *Continental Arc*; CR: *Continental Rift*; OI: *Oceanic Island*; Col: *Collision*. n.a.: non applicable.

- Roche volcano-sédimentaire

Un seul échantillon de roche volcano-sédimentaire a fait l'objet d'analyses chimiques. Les probabilités d'appartenance aux champs du diagramme de Verma et Armstrong-Altrin (2013 ; Figure 4.49) ne sont basées que sur un seul échantillon et ne sont donc données qu'à titre indicatif.

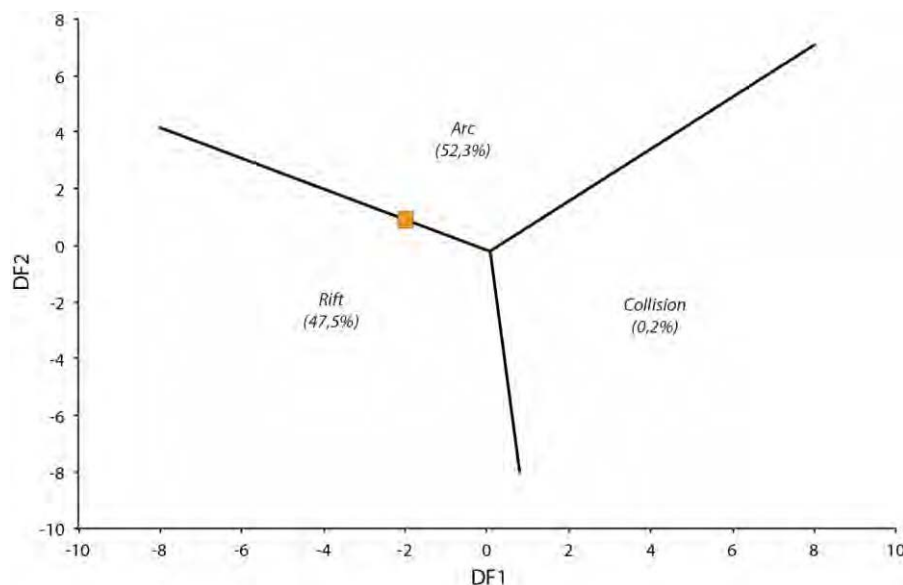


Figure 4.49. Diagramme de discrimination tectonique pour les roches sédimentaires riches en SiO₂ ($63\% < \text{SiO}_{2(\text{adj})} \leq 95\%$, Verma et Armstrong-Altrin, 2013).

DF : Fonctions Discriminantes. Les chiffres entre parenthèses indiquent les probabilités pour cet échantillon (VN 12-38) d'appartenir à chacun des champs.

4.1.3. Conclusion : contexte géodynamique du Bassin de Sam Nua

Les différents diagrammes de discrimination, concernant à la fois les roches volcaniques et volcano-sédimentaire, convergent en faveur d'une mise en place de ces roches en contexte d'arc. Bien que cette conclusion soit équivoque en raison du faible nombre d'échantillons utilisés, d'autres éléments suggèrent l'existence d'un arc magmatique dans la région du Bassin de Sam Nua au Trias inférieur.

Les anomalies en Nb, Ta et P des rhyolites résultent de la fusion partielle d'une source mantellique enrichie en éléments incompatibles sauf en Ta, Nb et P. Un tel enrichissement peut se réaliser par la circulation de fluides, pouvant provenir de la déshydratation d'un panneau plongeant au niveau d'une zone de subduction. La présence de xénocristaux de zircon montre que la remontée du magma s'est accompagnée de l'incorporation d'éléments appartenant à un socle ancien. Ces différents éléments montrent **l'existence probable d'un arc magmatique continental** mature au niveau du Bassin de Sam Nua au Trias inférieur.

Les caractéristiques géochimiques des rhyolites calco-alcalines riches en K (voire shoshonitiques) et des roches volcano-sédimentaires sont également compatibles avec celles de roches mise en place dans un contexte tardi-orogénique mais différents éléments rendent cette dernière proposition peu plausible.

Les rhyolites (datées du Trias inférieur et de la base du Trias moyen) comme les roches volcano-sédimentaires du Bassin de Sam Nua sont antérieures à la discordance (datée du Ladinien, fin du Trias moyen). Cette relation chronologique est plus facilement explicable par la mise en place des roches volcaniques dans un contexte de subduction.

De plus, les roches volcaniques interstratifiées dans la Formation de Dong Trau, comme les galets de roche volcanique des niveaux conglomératiques de la Formation de Suoi Bang inférieure, qui surmonte immédiatement la discordance, sont tous de nature felsique. Cela suggère un caractère unimodal du volcanisme, qui s'accorde plus

facilement avec une mise en place dans un contexte de subduction que dans un contexte tardi-orogénique.

4.2. Bassin de Song Da

Un seul échantillon de roche volcanique (basalte VN 12-49), prélevé dans la localité de Son La (Figure 4.23) et appartenant à la Formation de Cam Thuy, a été analysé. Les résultats analytiques complets (analyses effectuées par le CRPG/SARM, Nancy) sont disponibles en Annexe 4.2. La description pétrographique (Figure 4.24C) montre que cet échantillon a été l'objet d'une altération modérée, ce que confirme sa valeur de perte au feu (2,24 %). Les caractéristiques et l'affinité géochimique de cet échantillon sont brièvement présentées.

4.2.1. Caractéristiques et affinités géochimiques

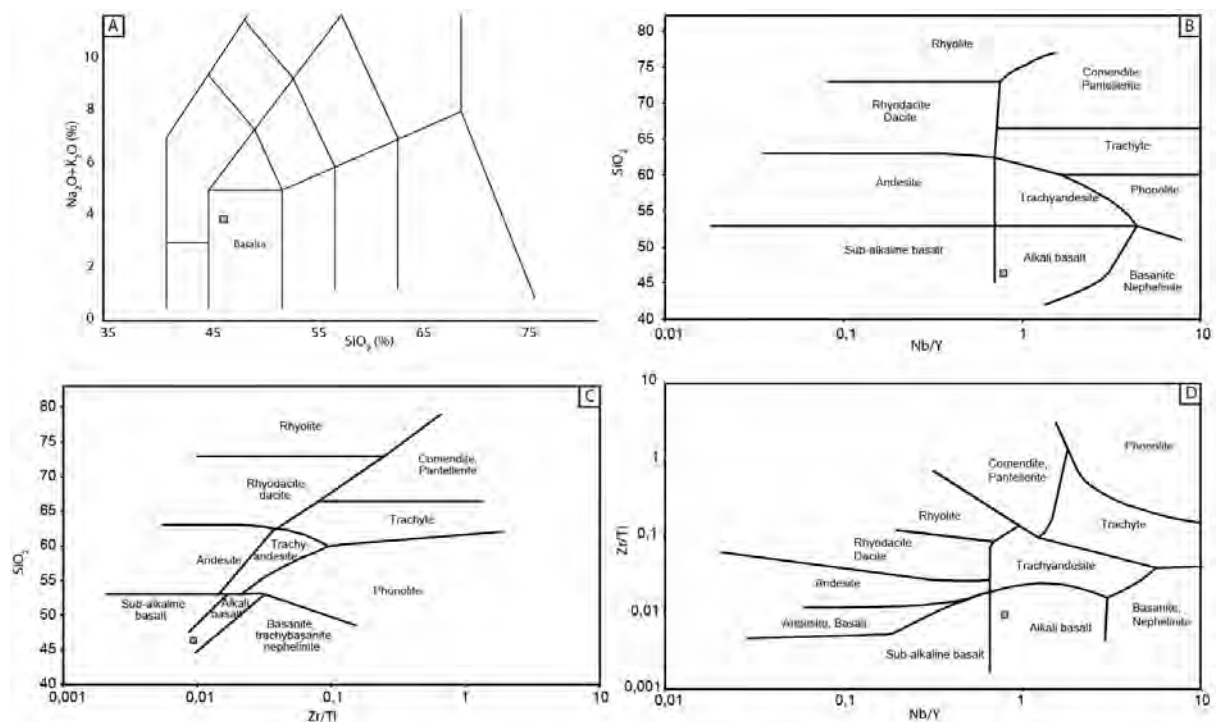


Figure 4.50. Classification géochimique de l'échantillon de roche magmatique de la Formation de Cam Thuy.

A. Diagramme de la teneur en alcalins en fonction de la teneur en SiO_2 (TAS, Le Maitre et al., 2002).

B, C, D. Diagrammes de classification basés sur des éléments peu mobiles (Winchester et Floyd, 1977).

La composition chimique de l'échantillon VN 12-49 indique que celui-ci est un basalte alcalin (Figure 4.50). Ce basalte est également caractérisé par une forte teneur en TiO_2 (3,7 wt %, base anhydre), un rapport Ti/Y élevé (644) et rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ égal à 4,0 (base anhydre).

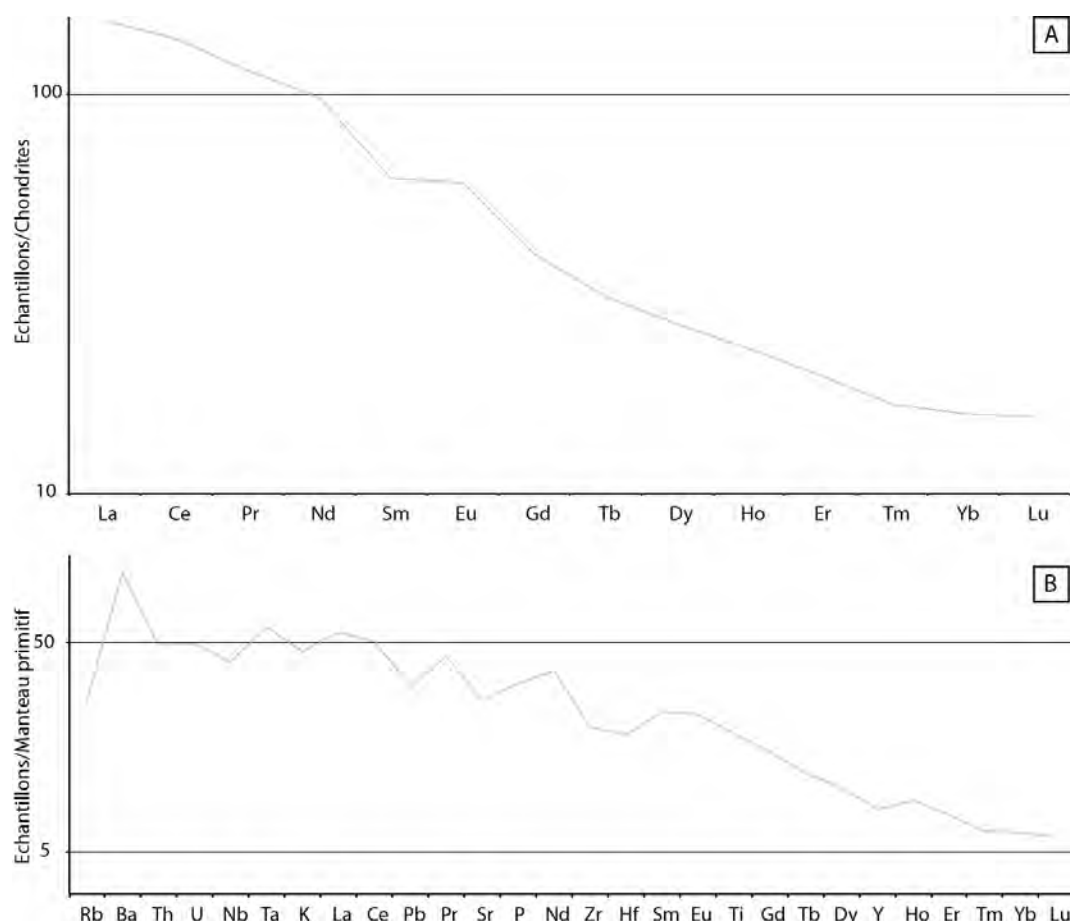


Figure 4.51. Spectre de Terres Rares (REE) et multi-élémentaire de l'échantillon VN 12-49.

A. Spectre REE normalisé aux chondrites (valeurs de normalisation : Sun S.-S. et McDonough, 1989).

B. Diagramme multi-élémentaire normalisé au manteau primitif (valeurs de normalisation : Sun S.-S. et McDonough, 1989).

Ce basalte alcalin est caractérisé par un enrichissement en LREE (rapport $(La/Yb)_N$ de 9,7) et en LILE, avec une anomalie positive prononcée en Ba et légère en Eu ($Eu/Eu^* = 1,2$). Ces anomalies sont à relier à la grande quantité de plagioclase observée en lame mince (Figure 4.24C). L'allure de ces spectres est similaire à celle des spectres obtenus sur des basaltes émis en contexte intraplaque (e.g. Rollinson, 1993).

Divers diagrammes de discrimination tectonique sont disponibles pour identifier le contexte géodynamique de mise en place de basaltes. Un seul échantillon a été analysé : les résultats suggérés (Figure 4.52) doivent être appréhendés avec prudence.

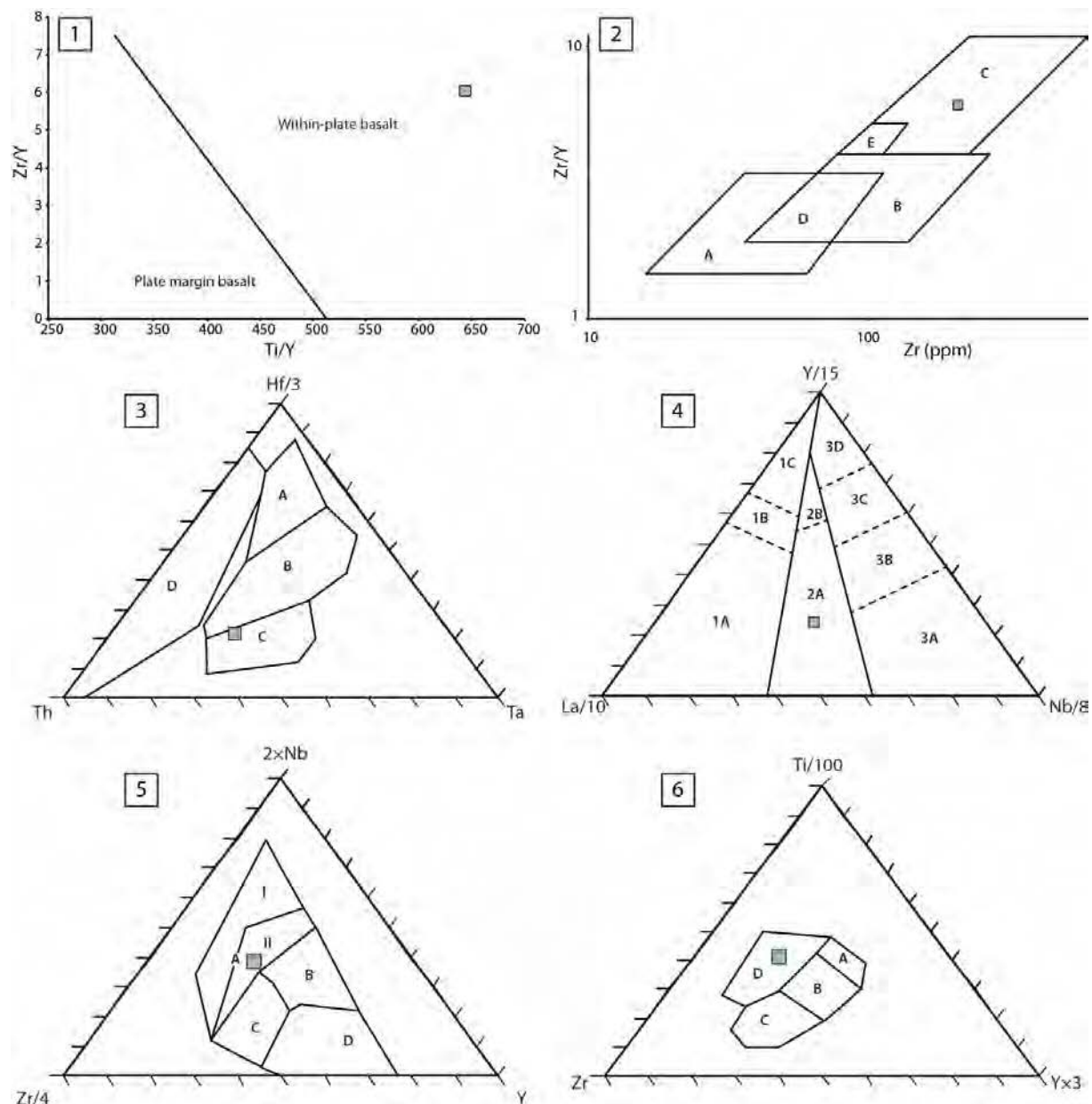


Figure 4.52. Diagrammes de discrimination « classiques » pour les roches volcaniques du Bassin de Luang Prabang.

1. Diagramme discriminant les basaltes mis en place en contexte intraplaque de ceux mis en place dans les autres contextes géodynamiques (Pearce et Gale, 1977). Ce basalte alcalin est dans le champ des roches mises en place en **contexte intraplaque**.

2. Diagramme de discrimination pour les basaltes basés sur le Zr et le Y (Pearce et Norry, 1979). A. Basaltes d'arc volcanique, B. MORB, C. **Basaltes intra-plaque**, D. Basaltes d'arc volcaniques et des MORB, E. Basaltes intra-plaque et MORB.

3. Diagramme de discrimination basé sur le Hf, le Th et le Ta (Wood, 1980). A. N-MORB, B. E-MORB, C. **Basaltes alcalins intra-plaque**, D. Basaltes et roches différenciées d'arc volcaniques.

4. Diagramme de discrimination pour les basaltes basé sur le Y, le La et le Nb (d'après Cabanis et Lecolle, 1989, dans Rollinson, 1993). 1A. Basaltes calco-alcalins, 1C. Tholéiites d'arc, 1B. Recouvrement entre les champs 1A et 1C, 2A. **Basaltes continentaux**, 2B. Basaltes de bassin arrière arc, 3A. Basaltes alcalins de rift intracontinental, 3B et 3C : E-MORB (3C faiblement enrichis), 3D. N-MORB.

5. Diagramme de discrimination pour les basaltes basé sur le Nb, le Zr et le Y (Meschede, 1986). AI. Basaltes alcalins intra-plaque, AII. **Basaltes alcalins intra-plaque et tholéiites intra-plaques**, B. E-MORB, C. Tholéiites intra-plaque et basaltes d'arc volcanique, D. N-MORB et basaltes d'arc volcanique.

6. Diagramme de discrimination Ti-Zr-Y pour les basaltes (Pearce et Cann, 1973). A. Tholéiites d'arc, C. Basaltes calco-alcalins, D. **Basaltes intra-plaque**, B. Tholéiites d'arc et des basaltes calco-alcalins.

NB : Les diagrammes de Verma et Agrawal (2011, Chapitre 2) sont inopérants pour un contexte intraplaque (cf. Verma et al., 2006) et ne sont donc pas utilisés.

4.2.2. Conclusion : contexte géodynamique du Bassin de Song Da

Les différents diagrammes (Figures 4.52) suggèrent que le basalte alcalin de la Formation de Cam Thuy s'est mis en place dans un contexte intraplaque, point chaud ou grande province magmatique (LIP). Les caractéristiques géochimiques de ce basalte ($\text{TiO}_2 > 2,5$ % wt, rapport $\text{Ti/Y} > 500$; $(\text{La/Yb})_N = 9,7$; rapport $\text{Al}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2 = 4$) sont identiques à celles de basaltes, dit à forte teneur en Ti, décrits dans l'ELIP (e.g. Balykin et al., 2010 ; Shellnutt et Jahn, 2011) et dont la formation résulte de la fusion partielle (taux compris entre 1,2 et 1,5 %) d'une source mantellique primitive comportant du grenat (Shellnutt et Jahn, 2011). Les similarités de composition géochimiques entre les basaltes de l'Emeishan (Chapitre 1) et de la Formation de Cam Thuy suggèrent des processus génétiques semblables. Les nombreuses datations (U-Pb sur zircon) réalisées sur diverses roches volcaniques de l'ELIP montrent que le pulse principal de mise en place de cette province est Wuchiapingien (e.g. Zhou M.-F. et al., 2002 ; Fan W. et al., 2008 ; Shellnutt et al., 2008, 2012 ; Shellnutt et Jahn, 2011 ; Hoa et al., 2008b ; Lai S. et al., 2012). Cet âge est identique à celui de la Formation de Cam Thuy, ici datée par encadrement.

Les similarités géochimiques et l'âge identique de l'ELIP et de la Formation de Cam Thuy montrent que cette dernière peut être rattachée à l'ELIP. Ces similarités sont d'ailleurs largement reconnues pour d'autres complexes magmatiques répartis dans tout le Nord du Vietnam, comprenant notamment des roches volcaniques de la région de Cam Thuy et de Vien Nam (e.g. Chung, S.-L. et al., 1997 ; Hoa et al., 2008b ; Balykin et al., 2010 ; Anh et al., 2011). Cela montre l'appartenance du Bassin de Song Da au Bloc Chine du Sud lors de la mise en place de cette grande province magmatique.

La Formation de Yen Duet, qui repose en concordance sur les basaltes de la Formation de Cam Thuy, contient des niveaux de charbon, des restes de plante et divers fossiles marins (Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012 ; cf. Figure 4.3). Cela montre que le Bassin de Song Da a été, au moins localement, émergé durant le Changhsingien. Cela est corroboré par le développement de bauxites au Changhsingien dans le Sud de la Chine (Deng J. et al., 2010). L'origine de cette émergence est potentiellement liée à la surrection qui accompagne la mise en place d'une Grande Province Magmatique (e.g. Cox, 1989). Néanmoins, en ce qui concerne l'ELIP, l'amplitude de la surrection semble relativement faible, comme le montre la présence de calcaires marins interstratifiés dans les basaltes de l'ELIP (Ali et al., 2010). Cela suggère la coexistence de zones émergées relativement restreintes et de zones dans lesquelles subsiste une sédimentation marine (Thanh et Khuc, 2012 ; Figure 4.3B).

La Formation de Hua Tat, qui repose en discordance sur les basaltes de la Formation de Cam Thuy, contient de nombreux volcanoclastes remaniés. Si ces volcanoclastes sont la source des nombreux zircons concordants entre ca. 275 et ca. 245 Ma (Figure 4.33), cela suggère l'existence d'un volcanisme continu au Permien moyen, supérieur et au Trias inférieur dans le voisinage du Bassin de Song Da. La durée de ce volcanisme est cohérente avec celle de du volcanisme de la Grande Province Magmatique d'Emeishan (e.g. Shellnutt et al., 2008).

Au Trias inférieur à moyen, les environnements de dépôt du Bassin de Song Da évoluent depuis des milieux continentaux (Formation de Hua Tat, Olénékien) vers des

environnements marins (formations de Pa Khom et Dong Giao, Olénékien à Anisien). Les formations de Hua Tat et Pa Khom sont caractérisées par un taux de sédimentation particulièrement important (plusieurs centaines de mètres par Ma). Un taux de subsidence⁴¹ aussi important implique soit une subsidence tectonique, soit une subsidence flexurale (e.g. Allen et Allen, 2013).

La Formation de Dong Giao, qui repose en concordance sur les formations de Hua Tat et Pa Khom, est essentiellement composée de carbonates, parfois détritiques, mais comprend également des termes détritiques terrigènes dans ses membres supérieurs (Thanh et Khuc, 2012). La puissance de cette formation atteint 1800 à 2000 m (e.g. Bao et al., 2004 ; Tuyet et al., 2005 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012). Les données biostratigraphiques disponibles indiquent que la mise en place de cette formation est anisienne (Figure 4.3), impliquant des taux de sédimentations compris entre 350 et 380 m.Ma⁻¹. L'importance de ces taux de sédimentation, pour les formations de Hua Tat, Pa Khom et Dong Giao, suggère que le régime de subsidence auquel est soumis le Bassin de Song Da de la fin de l'Olénékien à l'Anisien corresponde à une subsidence flexurale.

L'évolution des environnements de dépôt ainsi que le régime de subsidence auquel est soumis le Bassin de Song Da témoignent d'un **changement du contexte géodynamique régional au Trias inférieur et moyen**. Le **Bassin de Song Da devient un bassin d'avant (ou d'arrière) pays** à ces Epoques.

⁴¹ L'obtention d'un taux de subsidence à partir de ces données, qui nécessiterait la prise en compte de la compaction des sédiments, de la bathymétrie, de l'eustatisme et du poids des sédiments, n'a pas été réalisée. Le taux de sédimentation est donc utilisé comme une indication grossière des taux de subsidence.

CHAPITRE 5

DISCUSSION

1. Evolution géodynamique de la marge Nord du bloc Indochine.....	259
1.1. Evolution géodynamique des bassins de Sam Nua et Song Da.....	259
1.2. L'orogénèse Indosinienne	265
2. Evolution géodynamique de la marge Ouest du bloc Indochine	266
2.1. Evolution géodynamique du Bassin de Luang Prabang.....	266
2.2. Existence de la suture de « Nan Uttaradit – Luang Prabang » ?	269
2.3. Contexte d'arc ou extension tardi-orogénique ?	270
2.4. Proposition de modèles géodynamiques pour le Bassin de Luang Prabang au Trias ..	271
2.4.1. Modèle d'évolution en contexte d'arc.....	271
2.4.2. Modèle d'évolution en contexte d'extension tardi-orogénique	276
3. Synthèse.....	278
3.1. Tentative de modèle simplifié d'évolution du domaine Est Téthysien du Permien supérieur au Trias supérieur.....	278
3.2. Comparaison avec les autres modèles d'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien.....	280
4. Influence de l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien sur la dynamique de la biosphère au Trias	283
4.1. Introduction	284
4.2. Geological setting.....	284
4.3. Methods and results.....	285
4.3.1. Fossil taxonomy.....	285
4.3.2. U-Pb zircon geochronology	287
4.3.2.1. Sample LP 03	287
4.3.2.2. Sample LP 05	288
4.3.2.3. Sample LP 100	288
4.4. Discussion	289
4.4.1. Fossil ages and biostratigraphic implications	289
4.4.1. Paleobiogeographic and paleoecological implications	291

1. Evolution géodynamique de la marge Nord du bloc Indochine

1.1. Evolution géodynamique des bassins de Sam Nua et Song Da

Différents modèles (Figure 5.1A) ont été proposés pour expliquer l'évolution géodynamique de la zone dans laquelle se trouvent les bassins de Sam Nua et de Song Da. Ces modèles se distinguent par le type de chaîne (intracontinentale vs de subduction et de collision), le nombre et la configuration des (micro)blocs, le pendage de la ou des subductions ainsi que l'âge de la ou des collisions. L'étude menée sur les bassins de Sam Nua et Song Da, dont la localisation par rapport aux sutures potentielles entre les différents (micro)blocs est représentée de manière schématique dans la Figure 5.1B, permet d'apporter des éléments de réponse à ces différents points de discussion.

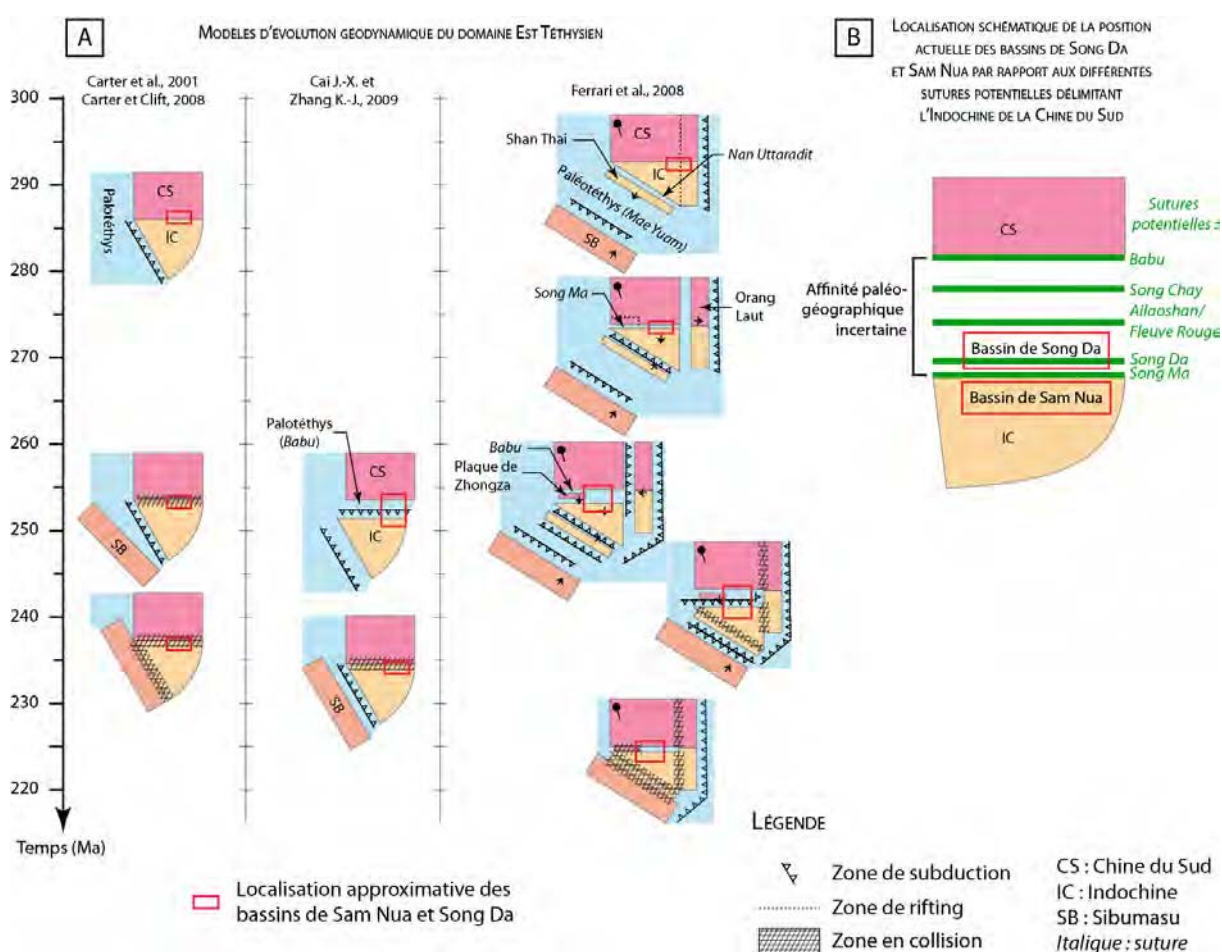


Figure 5.1. Principaux éléments de discussion sur l'évolution géodynamique du Nord du Vietnam (Nord du bloc Indochine – Sud du bloc Chine du Sud).

A. Quelques modèles géodynamiques résumant les principaux points de discussion : type de chaîne (intracontinentale vs collision, nombre de bloc, pendage des subductions et âge des collisions).

B. Localisation schématisée des bassins étudiés par rapport aux sutures potentielles entre la Chine du Sud et l'Indochine.

Le Bassin de Song Da est caractérisé par la présence de basaltes d'âges Permien supérieur à Trias inférieur (Shellnutt et al., 2008, 2012 ; Hoa et al., 2008b ; Lai S. et al., 2012) dont la composition chimique est identique à celle des basaltes de l'Emeishan (cf. section 4.2, Chapitre 4). Les basaltes d'Emeishan (ELIP) sont donc présents à la fois sur

une large partie du bloc Chine du Sud et dans le Bassin de Song Da, ce qui implique une proximité géographique entre ces deux entités paléogéographiques du Permien supérieur au Trias inférieur. L'appartenance des basaltes Permien supérieur du Bassin de Song Da à l'ELIP fait d'ailleurs l'objet d'un consensus (e.g. Chung, S.-L. et al., 1997 ; Hanski et al., 2004 ; Balykin et al., 2010 ; Anh et al., 2011 ; ce travail). De plus, la Formation anisienne de Dong Giao, uniquement présente dans le Bassin de Song Da, a livré une microfaune (foraminifères) similaire à celles retrouvées dans le bloc Chine du Sud (Martini et al., 1998), ce qui confirme l'affinité paléogéographique du Bassin de Song Da avec le bloc Chine du Sud.

Parmi les différentes sutures potentielles, seule la suture de Song Ma peut représenter la frontière entre l'Indochine et la Chine du Sud (Figure 5.1B). Cela implique que les autres sutures potentielles soit ne correspondent pas à des sutures, soit correspondent à des fragments de sutures translatées par le jeu de la faille du Fleuve Rouge au Cénozoïque (Figure 5.2). Cette hypothèse est d'ailleurs proposée par Cai X.-J. et Zhang K.-J. (2009) pour la suture de Babu et par Faure et al. (2014) pour la suture de Song Chay.

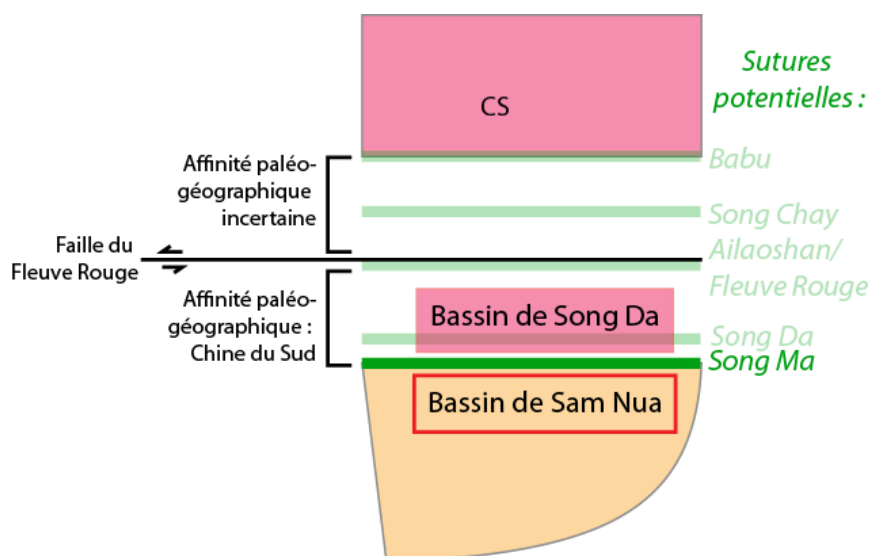


Figure 5.2. Affinité paléogéographique du Bassin de Song Da et localisation de la limite Chine du Sud – Indochine.

La présence probable d'un arc magmatique continental au niveau du Bassin de Sam Nua montre l'existence d'une subduction sous le bloc Indochine. La présence d'un arc implique la disparition d'une lithosphère océanique et donc l'existence d'un océan séparant les plaques Chine du Sud et Indochine jusqu'à l'Anisien. L'existence de cet océan invalide non seulement le modèle en réactivation proposé par Carter et al. (2001) et Carter et Clift (2008, Figure 5.1) mais également les modèles ne reconnaissant que l'existence d'une croûte continentale amincie (e.g. Fan W. et al., 2010) voire l'absence d'océan entre les blocs Chine du Sud et Indochine au Permien et au Trias (e.g. Metcalfe, 2011a, 2012).

La localisation de la suture de Song Ma au Nord du Bassin de Sam Nua implique un pendage de la subduction vers le Sud (coordonnées actuelles) de la lithosphère subduite. Ceci est en accord avec la plupart des modèles (e.g. Hoa et al., 2008a ; Liu J. et al., 2012 ;

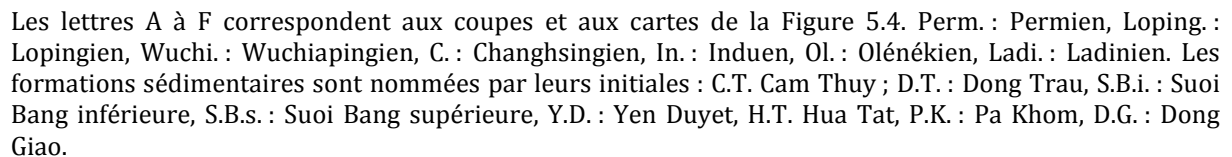
Vuong et al., 2013 ; Cocks et Torsvik, 2013 ; Kamvong et al., 2014 ; Zaw et al., 2014 ; Faure et al., 2014).

Néanmoins, ce pendage vers le Sud (coordonnées actuelles) de la subduction est en désaccord avec les modèles proposés par Lepvrier et al. (2004), Osanai et al. (2008) et Nakano et al. (2010). Les arguments évoqués par Osanai et al. (2008) et Nakano et al. (2010) font référence à la répartition des faciès métamorphiques à l'échelle du Nord et du centre du Vietnam (i.e. sur une distance de plus de 500 km). Il est peu plausible que des roches métamorphiques réparties sur une distance aussi grande correspondent à un unique événement tectono-métamorphique. Dans le modèle présenté par Osanai et al. (2008), le volcanisme de l'Emeishan est lié à la subduction de la lithosphère océanique indochinoise sous le bloc Chine du Sud, ce qui contredit les nombreux arguments permettant d'attribuer le magmatisme de l'Emeishan à une Grande Province Magmatique.

Lepvrier et al. (2004) estiment qu'en raison de l'absence de déformation, le magmatisme calco-alcalin s'est mis en place dans un contexte d'extension tardi-orogénique. Ceci est en contradiction avec les observations effectuées dans le Bassin de Sam Nua, où la Formation de Dong Trau est intensément déformée (cf. Figure 4.5B). Lepvrier et al. (2004) proposent également que le Bassin de Song Da corresponde à un rift permo-triasique. Ce bassin est ici interprété comme un bassin flexural d'avant pays du fait de l'existence de taux de sédimentation particulièrement importants durant la fin du Trias inférieur et le début du Trias moyen.

Le fonctionnement d'un arc magmatique jusqu'à l'Anisien et l'existence d'une discordance au Ladinien dans le Bassin de Sam Nua permettent de dater la collision entre l'Indochine et la Chine du Sud au Ladinien (ca. 242 à 237 Ma). Cet âge correspond à celui du granite peralumineux (granite à cordiérite) de Kim Boi daté à $242,2 \pm 2,2$ (Hoa et al., 2008b) et 237 ± 5 Ma (i.e. Ladinien-Carnien, F. Roger, communication personnelle). L'âge de cette discordance est par ailleurs identique à l'âge du métamorphisme amphibolitique ($239,3 \pm 2,6$ et $228,0 \pm 2,9$ Ma, Zhang R.Y. et al., 2014 ; Tableau 1.3 et Figure 1.9, Chapitre 1) et éclogitique (243 ± 4 Ma, Nakano et al., 2010 ; $230,5 \pm 8,2$ Ma ; Zhang et al., 2013 ; Tableau 1.3 et Figure 1.9, Chapitre 1) le long de la suture de Song Ma. L'âge de cette discordance correspond également aux âges Ar-Ar obtenus le long de la suture de Song Ma (243 ± 3 Ma, Lepvrier et al., 2004). L'âge du magmatisme tardi-orogénique, compris entre ca. 225 et 205 Ma (Faure et al., 2014 et références associées) est également en accord avec l'existence d'une collision entre la Chine du Sud et l'Indochine au Trias moyen.

Un modèle d'évolution géodynamique des bassins de Sam Nua et de Song Da, basé sur l'existence d'une subduction de la Chine du Sud sous l'Indochine et sur les différentes données présentées dans le Chapitre 4 (Figure 5.3) est proposé (Figure 5.4). Dans ces schémas, le bassin de Sam Nua est représenté, arbitrairement, en position arrière arc. Les données disponibles sont tout autant compatibles avec une position avant arc pour ce bassin.



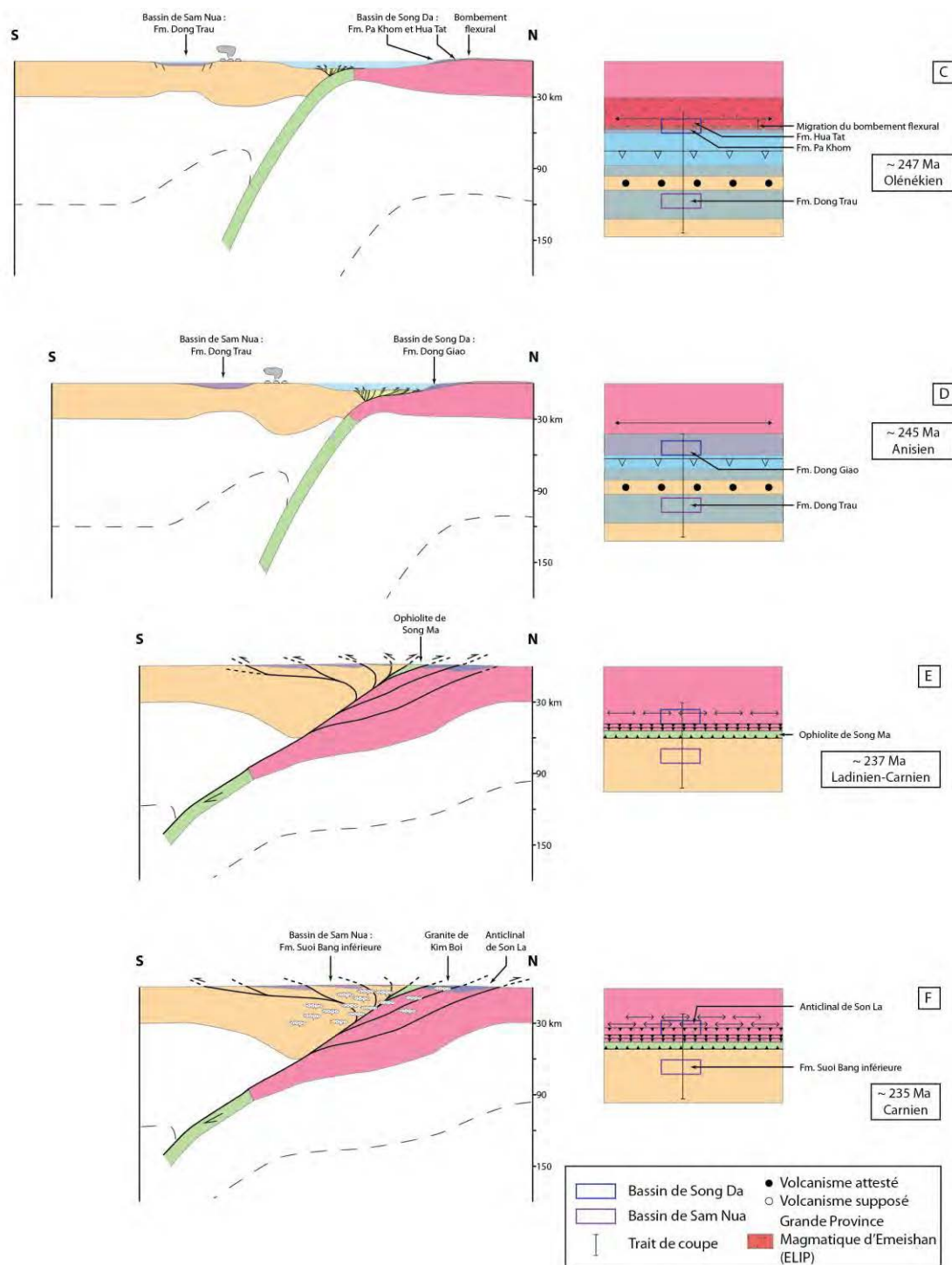


Figure 5.4. Proposition de modèle d'évolution géodynamique des bassins de Sam Nua et Song Da du Permien supérieur au Trias supérieur. Voir Figure 5.3 pour la localisation stratigraphique des coupes. NB : Le Bassin de Sam Nua peut être un bassin arrière arc (ces schémas) mais pourrait également être en position avant arc.

La mise en place des épanchements basaltiques de l'ELIP sur tout le Sud du bloc Chine du Sud, sur lequel se trouve le Bassin de Song Da débute au Wuchiapingien (Figures 5.3A et 5.4A). Des manifestations volcaniques liées à cette province magmatique, de moindre importance, se poursuivent au Changhsingien et au Trias inférieur (e.g. Hoa et al., 2008b). Dans le Bassin de Song Da, ces épanchements basaltiques correspondent à la Formation de Cam Thuy (Figures 5.3A et 5.4A). Le

fonctionnement d'une zone de subduction dès le Permien moyen (Figure 5.3A) est suggéré par la mise en place de plutons calco-alkalins (granite de Chieng Kuong) datés à $270,9 \pm 3,3$ Ma (datation U-Pb sur zircon ; Liu J et al., 2012 et Figure 1.4).

L'Induen (base du Trias inférieur, Figures 5.3B et 5.4B) est marqué par une discordance dans le Bassin de Song Da. L'âge de cette discordance est clairement établi par les âges maximums (U-Pb sur zircons détritiques dans la Formation de Hua Tat qui scelle cette discordance) et minimums (U-Pb sur zircons échantillonnés dans des complexes magmatiques recoupant les formations qui scellent la discordance, âges biostratigraphiques). Celle-ci pourrait résulter du bombement flexural lié à la subduction de la plaque Chine du Sud sous la plaque Indochine. La poursuite de la subduction (Olénékien, Figures 5.3C et 5.4C) se traduit par la migration du bombement flexural et la subsidence du Bassin de Song Da, d'abord comblé par des sédiments continentaux (Formation de Hua Tat). Le développement d'un prisme d'accrétion est marqué par la présence d'unités métapélitiques (faciès amphibolitique à éclogitique de haute pression (Nakano et al., 2008, 2010 ; Zhang R.Y. et al., 2013, 2014)) au Nord de la faille de Song Ma. Ces unités comprennent des lames de croûte océanique de tailles variables (e.g. Zhang R.Y. et al., 2014) et constituent l'unité litho-tectonique de Nam Co (Figure 4.1B et 4.21).

Le taux de subsidence restant important, le Bassin de Song Da est ensuite entièrement ennoyé et partiellement comblé par les formations de Pa Khom et de Dong Giao (Anisien, Figures 5.3D et 5.4D). Les formations de Hua Tat et Pa Khom, puis la Formation de Dong Giao, scellent une discordance du Trias inférieur (Figures 4.32, 4.35, 4.38, 4.40). Dans le même temps, le Bassin de Sam Nua reçoit les produits du volcanisme (remaniés ou sous forme de coulées volcaniques interstratifiées dans la Formation de Dong Trau, cf. Figures 4.5 et 4.7) de l'arc magmatique issu de la subduction de la croûte océanique appartenant au bloc Chine du Sud (Figures 5.3D et 5.4D).

Le Ladinien (Figures 5.3E et 5.4E) est marqué par une discordance, clairement caractérisée dans le Bassin de Sam Nua (ce travail, e.g. Figure 4.20). L'existence d'une discordance au Ladinien est également reportée dans le Bassin de Song Da (Figure 4.3, Chapitre 4 ; Tri et Khuc, 2011 ; Thanh et Khuc, 2012) bien que l'âge de cette discordance y soit mal caractérisé. Celle-ci marque la collision entre l'Indochine et un bloc situé au Nord de la suture de Song Ma (coordonnées actuelles).

La fin du Ladinien – début du Carnien (Figures 5.3F et 5.4F) correspond également à l'âge du granite de Kim Boi (Hoa et al., 2008b ; F. Roger, communication personnelle) et potentiellement à l'âge de l'anticlinal de Son La. Bien qu'aucun élément de datation nous permette d'établir un âge minimum de mise en place de cet anticlinal, la similarité de l'axe de ce plis et de son sens de déversement avec les déformations du Trias moyen décrites par Faure et al. (2014) suggère un âge identique pour la formation de l'anticlinal de Son La.

Au Carnien, la sédimentation dans le Bassin de Sam Nua est marquée par des dépôts silico-clastiques grossiers (Formation de Suoi Bang inférieure), correspondant à des environnements continentaux de type cône alluvial et réseaux en tresses qui témoignent de la présence de reliefs proximaux en cours de démantèlement (ce travail). L'épaisseur de la Formation de Suoi Bang inférieure est relativement modeste dans la

zone étudiée (environ 430 m) mais est cependant variable (e.g. Son et al., 2005). Elle atteint 990 m (My et al., 2004) dans certaines localités au Nord du bassin de Sam Nua. La puissance totale des formations de Suoi Bang inférieure et supérieure réunies peut atteindre 1700 m (Son et al., 2005). Bien que ces épaisseurs soient relativement faibles par rapport à celles classiquement attendues dans des bassins molassiques⁴², il convient de souligner que le remplissage de ces bassins est asymétrique et que la puissance des séries sédimentaires varie en fonction de la localisation dans ces bassins. La Formation de Suoi Bang, qui est surmontée en concordance par des formations grésoconglomératiques jurassiques (formations de Nam Po, Bai Dinh, A Ngo, e.g. Son et al., 2005 ; Tri et Khuc, 2011), représente donc potentiellement l'une des formations mise en place dans le bassin molassique associé au démantèlement de la chaîne Indosinienne.

Diverses intrusions granitiques sont mises en place du Carnien au Rhétien (Trias terminal). C'est le cas de deux plutons du granite de Kim Boi (Figure 5.4F ; Hoa et al., 2008b, F. Roger, communication personnelle) mais également du complexe magmatique de Dien Bien Phu (Liu J., et al., 2012 ; Roger et al., 2014). Ce magmatisme est ici interprété comme la conséquence de l'épaississement crustal lié à la collision Indochine - Chine du Sud (i.e. orogénèse Indosinienne).

1.2. L'orogénèse Indosinienne

De multiples usages sont actuellement en cours pour le terme « Indosinien ». L'orogénèse Indosinienne a initialement été introduite et définie par J. Fromaget entre 1927 et 1952 (Lepvrier et Maluski, 2008) et correspond aux « Mouvements majeurs » du Nord de l'Indochine, d'âge antérieur au Rhétien (Trias terminal ; Fromaget, 1929) ou au Lias (Jurassique inférieur ; Blondel, 1929) et dont la phase paroxysmique « paraît se placer au sommet du Norien » (Fromaget, 1929).

Depuis, l'usage du terme « Indosinien » a été élargi pour qualifier l'ensemble des déformations triasiques (voire même jurassiques) de l'Asie du Sud Est et de l'Est de l'Asie. Ainsi, le terme « Indosinien » est aussi bien appliqué à des événements tectono-métamorphiques triasiques décrits en Corée (e.g. Kim et Ree, 2013) qu'à des déformations décrites à Singapour (e.g. Oliver et Prave, 2013). Plus de 4 600 km séparent actuellement ces deux zones. Au contraire, au même endroit, plusieurs orogénèses Indosiniennes, chacune d'âge différent, sont parfois décrites. Par exemple, dans le Nord Est de la Thaïlande, jusqu'à trois orogénèses Indosiniennes sont reconnues (Racey, 2009) : l'orogénèse « Indosinienne I » correspond à des déformations d'âge Permien supérieur à Trias inférieur, l'orogénèse « Indosinienne II » correspond à une phase de déformation du Trias supérieur et l'orogénèse « Indosinienne III » correspond à une phase de déformation comprise entre le Trias supérieur et le Jurassique supérieur (Racey, 2009).

En outre, le terme « Indosinien » est employé pour qualifier des déformations dont le style et les causes sont complètement différents les uns des autres. Le plus communément, le terme « Indosinien » se rapporte à des chaînes de collision

⁴² A titre d'exemple, les isobathes de la base du Cénozoïque montrent que le Sud du Bassin Molassique Suisse a une épaisseur supérieure à 4 km immédiatement au Nord du chevauchement helvétique.

continentales (bien que les plaques impliquées soient parfois complètement différentes). Carter et Clift (2008) réservent en revanche ce terme à une chaîne qu'ils estiment être intracontinentale (cf. Chapitre 1, section 3.4.2). La mise en place de l'ELIP (cf. Chapitre 1, section 2.2.2) est également parfois qualifiée « d'événement thermique Indosinien » (Chen C.-H. et al., 2011).

La multiplicité des usages du terme « Indosinien » traduit la compréhension lacunaire et parcellaire des déformations triasiques et jurassiques décrites en Asie du Sud Est et de l'Est. Pourtant, l'application de ce qualificatif à toutes les déformations triasiques ne permet pas de rendre compte de l'évolution géodynamique de l'Asie du Sud Est au Permien et au Trias, qui est marquée par *plusieurs* collisions distinctes, impliquant des blocs différents et ayant des âges différents (cf. section suivante).

Dans ce travail, l'orogénèse Indosinienne ne se rapporte qu'à la collision entre les plaques Chine du Sud et Indochine au Trias moyen, ce qui correspond aux « Mouvements majeurs » mis en évidence dès la première moitié du XX^e siècle dans le Nord du Vietnam. Cette définition, bien que les mécanismes de la déformation soient différents de ceux invoqués par Carter et Clift (2008), suit leurs recommandations pour l'usage de ce terme. Les autres événements tectono-métamorphiques impliquant ces plaques à des périodes différentes doivent recevoir une autre dénomination, tout comme les événements tectono-métamorphiques impliquant l'une de ces deux plaques avec une autre plaque.

2. Evolution géodynamique de la marge Ouest du bloc Indochine

2.1. Evolution géodynamique du Bassin de Luang Prabang

Le Bassin de Luang Prabang est localisé au carrefour de plusieurs sutures potentielles (Figure 5.5). Il est situé, en particulier, au niveau de la « suture incertaine » de « Nan Uttaradit – Luang Prabang » proposée par Hutchison (1975). Cette hypothèse, bien qu'explicitement indiquée comme étant provisoire, est régulièrement reprise (e.g. Intasopa et Dunn, 1994 ; Wu H. et al., 1995 ; Bunopas et Khositant, 2002 ; Lepvrier et al., 2004 ; Zahirovic et al., 2014⁴³) sans qu'aucune analyse géochimique n'ait été réalisée sur les roches mafiques affleurant à proximité du Bassin de Luang Prabang. Les analyses réalisées sur les échantillons de l'Unité des Roches Mafiques représentent donc, à notre connaissance, les premières données géochimiques disponibles permettant de discuter la validité de cette interprétation.

La position de carrefour du Bassin de Luang Prabang (Figure 5.5) lui confère une importance particulière pour discuter l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien. Différents schémas d'évolution géodynamique (localisés par des lettres dans la Figure 5.5) résumant les principales opinions sur l'évolution des blocs situés au voisinage du Bassin de Luang Prabang sont présentés dans la Figure 5.6.

⁴³ Cette étude porte sur l'évolution géodynamique Crétacé et Cénozoïque de l'Asie du Sud Est, le rôle potentiel de la suture de « Nan Uttaradit – Luang Prabang » n'y est pas discuté outre mesure.

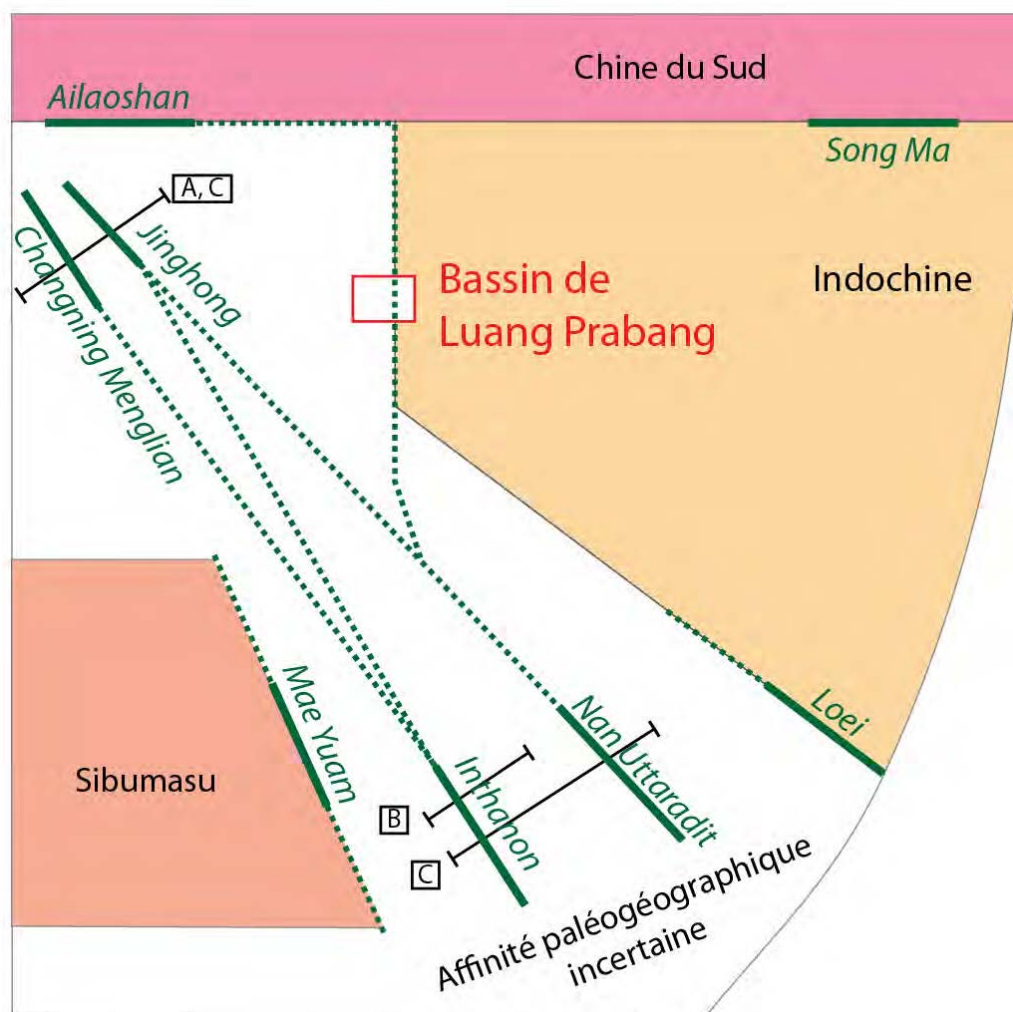


Figure 5.5. Localisation schématique de la position actuelle du Bassin de Luang Prabang par rapport aux différentes sutures potentielles.

Les lettres indiquent les emplacements des coupes résumant les différentes opinions sur l'évolution géodynamique des zones situées au Nord Ouest et au Sud Ouest (coordonnées actuelles) du Bassin de Luang Prabang (Figure 5.6). Les noms de bloc sont indiqués dans les zones pour lesquelles l'affinité paléogéographique fait l'objet d'un consensus.

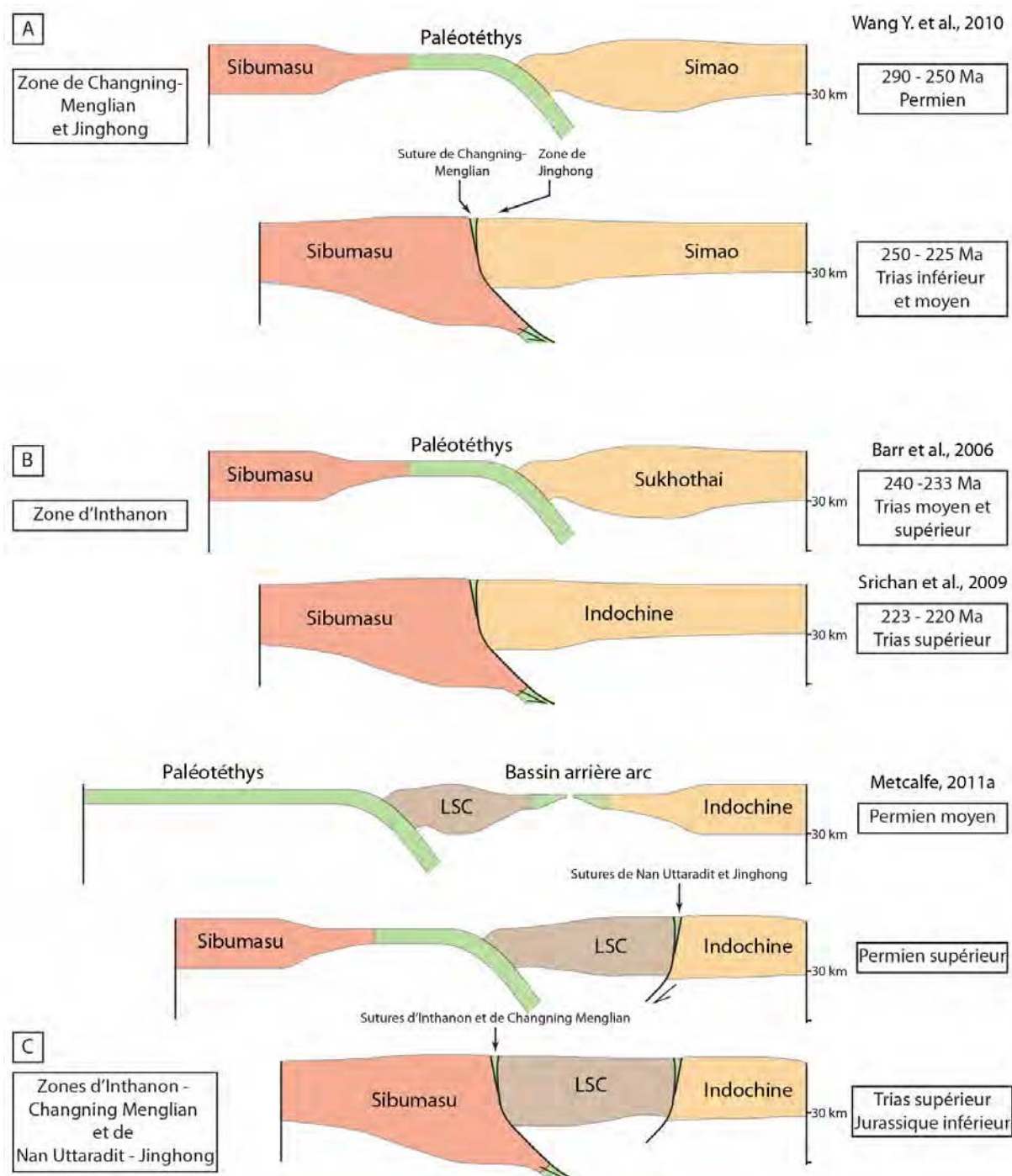


Figure 5.6. Principaux modèles d'évolution géodynamiques proposés pour les zones de Changning Menglian, Jinghong, Inthanon et Nan Uttaradit.

Les lettres indiquent la position approximative des coupes sur le schéma 5.5. Les blocs indiqués sont ceux mentionnés dans les publications sélectionnées (cf. section 3.1, Chapitre 1). LSC : Lincang – Sukhothai – Chanthaburi.

Les modèles proposés pour expliquer l'évolution géodynamique de la marge Est du bloc Sibumasu et/de la marge Ouest du bloc Indochine diffèrent non seulement sur les configurations des (micro)blocs (e.g. blocs de Sukhothai, Barr et al., 2006 ; arc de Lincang – Sukhothai – Chanthaburi, Metcalfe, 2001a ; Figure 5.6) mais également sur l'âge de la fermeture de la Paléotéthys (Figures 5.6). La Figure 5.7 résume ce débat en faisant abstraction des discussions sur la configuration des blocs.

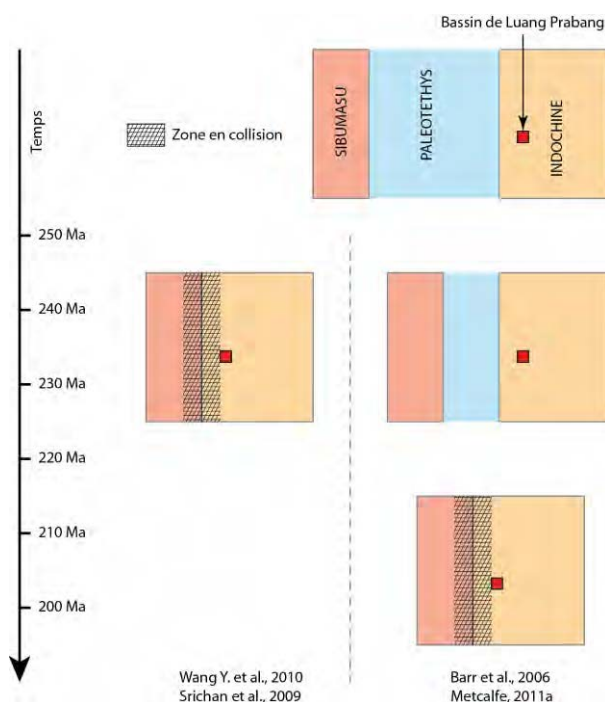


Figure 5.7. Représentation simplifiée des hypothèses sur l'âge de la fermeture de la Paléotéthys et localisation approximative du Bassin de Luang Prabang.

2.2. Existence de la suture de « Nan Uttaradit – Luang Prabang » ?

La présence de laves en coussin (*pillow lava*) parmi les roches magmatiques de l'Unité des Roches Mafiques indique une mise en place sous l'eau et serait compatible avec l'existence d'ophiolite. Des laves en coussin peuvent cependant se rencontrer dans n'importe quel contexte où des laves relativement peu visqueuses sont émises sous l'eau. Les spectres en REE pourraient être compatibles avec des MORB enrichis mais sont également typiques des tholéiites mises en place dans des arcs volcaniques (e.g. Ohba et al., 2009) ou dans un contexte d'extension tardi-orogénique (e.g. Colgan et al., 2006). Les quatre échantillons de roche magmatique de cette unité montrent une anomalie prononcée en Nb et une légère anomalie en Ti par rapport au manteau primitif. L'anomalie en Ti est interprétée comme le résultat de la cristallisation fractionnée d'oxydes tel que la magnétite et est fréquemment observée dans l'évolution des magmas mis en place dans les zones de subduction (e.g. Briquieu et al., 1984). Cette anomalie n'est pas observée dans les N- ou E-MORB (Sun S.-S. et McDonough, 1989). Les anomalies en Nb et P résultent de la fusion partielle d'une source mantellique enrichie en éléments incompatibles mais pas en Nb ni en P. Un tel enrichissement peut se réaliser par la circulation de fluides à des profondeurs relativement faibles dans le manteau. Ces fluides, enrichis en éléments incompatibles (LILE notamment) mais sélectivement appauvris en Nb (Baier et al., 2008) et en P (e.g. McCuaig et al., 1994) sont interprétés comme le résultat de la déshydratation d'un panneau plongeant. Cela implique le fonctionnement d'une zone de subduction dans le voisinage de la source des basaltes de l'Unité des Roches Mafiques.

Par ailleurs, tous les diagrammes de discrimination tectonique distinguant le champ des MORB de celui des autres contextes (cf. section 4.3, Chapitre 3) suggèrent que les roches volcaniques de l'Unité des Roches Mafiques aient été mises en place dans

un contexte d'arc volcanique plutôt que de ride médio-océanique. Les caractéristiques géochimiques des roches magmatiques de cette unité ne sont donc pas compatibles avec celles attendues pour des ophiolites. L'Unité des Roches Mafiques du Bassin de Luang Prabang ne représentent donc pas une portion de paléolithosphère océanique.

2.3. Contexte d'arc ou extension tardi-orogénique ?

Les caractéristiques géochimiques de roches mises en place dans un contexte d'arc magmatique ou dans un contexte d'extension tardi-orogénique sont extrêmement proches et plusieurs études ont souligné la difficulté à distinguer ces deux contextes (e.g. Hawkesworth et al., 1995 ; Morris et al., 2000 ; Peng T. et al., 2008 ; Srichan et al., 2009). Les caractéristiques géochimiques des roches magmatiques et volcano-sédimentaires des formations des Argiles Rouges, des Tuffites de Luang Prabang (AR-TLP) et de l'Unité des Roches Mafiques (URM) sont compatibles à la fois avec une mise en place dans un contexte d'arc ou dans un contexte d'extension tardi-orogénique.

La durée du volcanisme directement enregistré dans le Bassin de Luang Prabang par les galets de roche volcanique et la mise en évidence d'un volcanisme syn-sédimentaire est comprise entre 12,3 et 21,3 Ma (cf. section 3.2.2, Chapitre 3). L'estimation basse de la durée du volcanisme (12,3 Ma) serait compatible avec la durée du volcanisme enregistrée dans certains bassins de la province du *Basin and Range*, d'environ 15 Ma (e.g. Colgan et al., 2006 ; Ford et al., 2013). Néanmoins, l'existence de nombreux zircons entre ca. 250 Ma et l'âge maximum de dépôt des échantillons de roche volcano-sédimentaire (Figure 5.8) suggèrent une durée plus longue du volcanisme dans le voisinage de Luang Prabang.

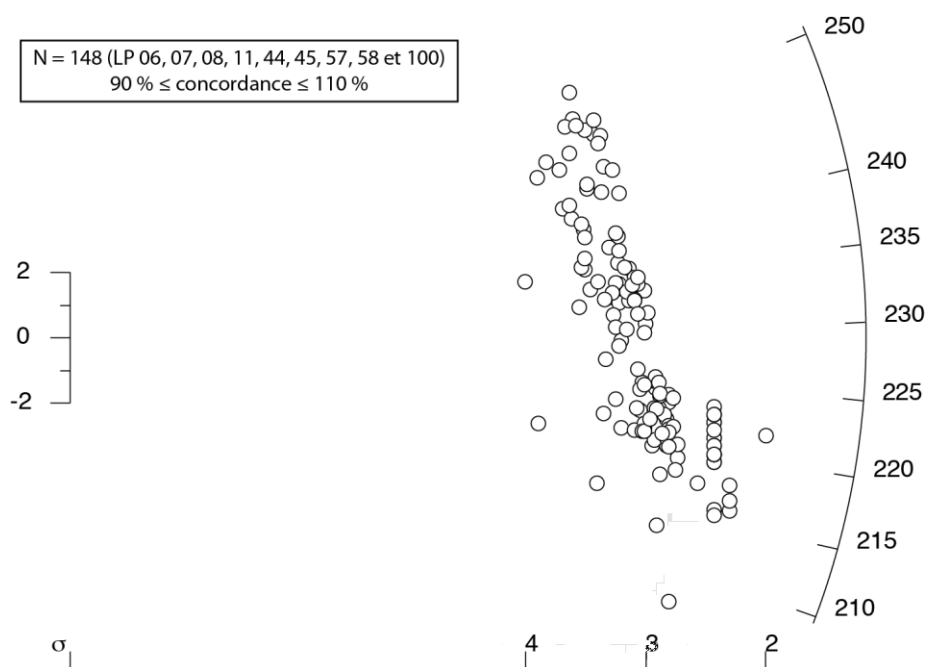


Figure 5.8. Diagramme radial de l'ensemble des analyses concordantes triasiques obtenues sur les échantillons de roche volcano-sédimentaires du Trias supérieur du Bassin de Luang Prabang.

Le diagramme radial (Figure 5.8), basé sur 148 analyses, montre le caractère continu de la production de zircons entre ca. 250 Ma et 215 Ma. Si l'origine de ces

zircons est volcanique, ce que suggèrent les observations pétrographiques réalisées dans ces échantillons, cela indique l'existence d'un volcanisme continu sur une période d'environ 35 Ma dans et au voisinage du Bassin de Luang Prabang. L'existence d'un volcanisme sur une durée aussi longue est plus facilement expliquée par le fonctionnement d'une zone de subduction que par du volcanisme tardi-orogénique, dont la durée dans un bassin n'excède généralement pas 15 Ma (e.g. Colgan et al., 2006).

Le magmatisme des environnements tardi-orogéniques est également caractérisé par un caractère fortement bimodal (e.g. Colgan et al., 2006 ; Ford et al., 2013). Celui-ci s'exprime sous la forme d'alternance d'émission de magmas felsiques et mafiques. Dans le Bassin de Luang Prabang sont présents à la fois des formations dans lesquelles existe un magmatisme felsique et une unité dans laquelle existe des roches volcaniques mafiques. Cependant, les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang sont probablement séparées de l'Unité des Roches Mafiques par un contact tectonique (Figure 3.2, Chapitre 3) et étaient probablement relativement éloignées les unes des autres au moment de leur mise en place. Cela est corroboré par les environnements de dépôt des AR-TLP, en milieu continental, qui diffèrent nettement du milieu de dépôt/mise en place sous-aquatique de l'URM (présence de laves en coussin).

L'existence d'alternances entre des émissions felsiques et mafiques lors de la sédimentation des formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang pourraient avoir été masquées par les mélanges induits par les processus sédimentaires. Néanmoins, les observations pétrographiques indiquent une certaine homogénéité texturale des volcanoclastes présents dans ces formations (cf. Chapitre 3, section 2). En outre, les galets de roche volcanique retrouvés dans les niveaux conglomératiques de ces formations sont systématiquement felsiques (Blanchard et al., 2013). Cela suggère un volcanisme unimodal, plutôt cohérent avec le fonctionnement d'une zone de subduction que d'une zone d'extension tardi-orogénique.

Pris individuellement, ces différents arguments ne permettent pas de trancher de manière définitive pour l'un ou l'autre des deux contextes géodynamiques évoqués. Cependant, pris dans leur ensemble, ces arguments sont plutôt en faveur du fonctionnement d'une zone de subduction que de l'existence d'une zone d'extension tardi-orogénique type *Basin and Range* au niveau du Bassin de Luang Prabang au Trias. Compte tenu du manque d'argument « absolu », les deux hypothèses sont envisagées par la suite. Le modèle privilégié est celui du fonctionnement d'une zone de subduction au Trias supérieur, mais l'hypothèse concurrente (extension tardi-orogénique) reste ouverte.

2.4. Proposition de modèles géodynamiques pour le Bassin de Luang Prabang au Trias

2.4.1. Modèle d'évolution en contexte d'arc

La présence d'un arc implique l'existence d'une zone de subduction au voisinage de Luang Prabang entre 250 et 215 Ma (Figure 5.9), dont la trace actuelle doit être marquée par une suture ophiolitique. L'Unité des Roches mafiques ne correspondant pas à des ophiolites, l'une des autres sutures potentielles (Figure 5.5) pourrait correspondre aux restes de la paléolithosphère océanique subduite sous le Bassin de Luang Prabang. Afin

de tenter d'identifier cette suture, une compilation des âges et de la chimie des roches magmatiques et de la localisation des ophiolites présentée (Figure 5.9).

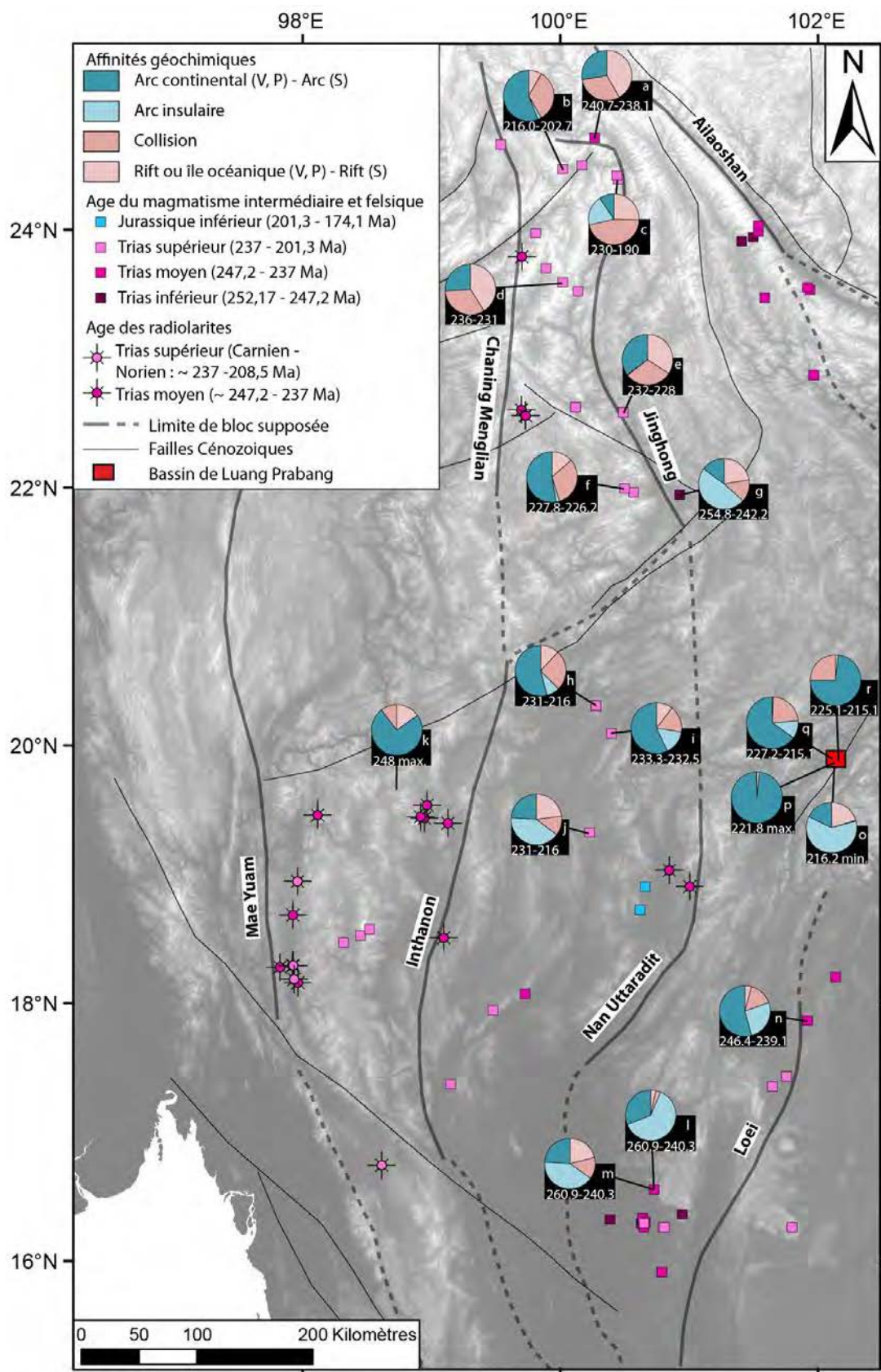


Figure 5.9. Ages et affinités géochimiques du magmatisme. Les âges des radiolarites sont repris du Tableau 1.2 (Chapitre 1). Les affinités géochimiques sont calculées à partir des diagrammes de Verma et

al. (2013), Verma et Verma (2013) et Verma et Armstrong-Altrin (2013), cf. Chapitre 2. Les références utilisées sont données dans le Tableau 5.1.

Tableau 5.1. Références des analyses géochimiques utilisées pour établir la Figure 5.9.

Latitude	Longitude	Fig. 5.9	Age maximum (incertitudes incluses)	Age minimum (incertitudes incluses)	Méthode datation	de	S: sédiment; V: volcanique; P: plutonique	Nombre d'échantillons	Référence
24,7088	100,2685	a	240,7	238,1	U-Pb sur zircon	P		6	Hennig et al., 2009
24,4665	100,0224	b	216	202,7	U-Pb sur zircon	P		4	Dong G. et al., 2013
24,3890	100,4486	c	230	190	U-Pb sur zircon	V		5	Wang Y. et al., 2010
23,5866	100,0174	d	236	231	U-Pb sur zircon	P		11	Peng T. et al., 2013
22,5766	100,4939	e	232	228	U-Pb sur zircon	V		6	Peng T. et al., 2013
21,9901	100,4979	f	227,8	226,2	U-Pb sur zircon	P		3	Dong G. et al., 2013
21,9442	100,9272	g	254,8	242,2	U-Pb sur zircon	V		20	Peng T. et al., 2008
20,3107	100,2817	h	231	216	U-Pb sur zircon	V		6	Srichan et al., 2009
20,0924	100,3992	i	233,3	232,5	U-Pb sur zircon	V		6	Barr et al., 2006
19,3183	100,2251	j	231	216	U-Pb sur zircon	V		6	Srichan et al., 2009
19,6552	98,7297	k	248	Age maximum	U-Pb sur zircon	S		3	Hara et al., 2012
16,5532	100,7309	l	260,9	240,3	U-Pb sur zircon	V		12	Salam et al., 2014
16,5532	100,7309	m	260,9	240,3	U-Pb sur zircon	V		9	Salam et al., 2014
17,8627	101,9192	n	246,4	239,1	U-Pb sur zircon	V		15	Kamvong et al., 2014
19,8375	102,1309	o	216,2	Age minimum	Contrainte géologique	V		4	Cette étude
19,8694	102,1373	p	221,8	Age maximum	U-Pb sur zircon	S		8	Cette étude
19,8996	102,1159	r	225,9	215,1	U-Pb sur zircon	S		4	Cette étude

Aux limitations évoquées dans le Chapitre 2 sur l'utilisation des diagrammes de discriminations tectoniques de Verma et al. (2013), Verma et Verma (2013) et Verma et Armstrong-Altrin (2013), la répartition des occurrences magmatiques en fonction de leur âge et de leur affinité géochimique montre que (Figure 5.9) :

- l'ensemble du magmatisme antérieur au Trias supérieur (i.e. du Permien supérieur au Trias moyen) est localisé à l'Est des sutures de Nan Uttaradit et Jinghong, à une exception près (tuff daté à 240 ± 1 Ma, Barr et al., 2000),
- les roches magmatiques antérieures à ca. 240 Ma montrent toutes une plus grande probabilité de mise en place dans un contexte d'arc,
- au niveau de la suture de Jinghong, les roches magmatiques d'âge postérieur à ca. 240 Ma ont une plus forte probabilité de mise en place dans un contexte collisionnel (avec deux exceptions, b et f, Figure 5.9),
- à l'Est de la suture de Nan Uttaradit, les roches magmatiques conservent une forte affinité pour un contexte d'arc (m, l, n, Figure 5.9) du Permien supérieur au Trias moyen.

La distribution stratigraphique des cherts au niveau de la suture de Nan Uttaradit s'étend du Permien inférieur à l'Anisien (Trias moyen, Ueno et Hisada, 2001 ; Saesaengseerung et al., 2008). La durée du magmatisme calco-alcalin, décrit au Permien supérieur, au Trias inférieur, (Salam et al., 2014), au Trias moyen (Kamvong et al., 2014) et cela uniquement à l'Est de la suture de Nan Uttaradit, montre l'existence d'une subduction active jusqu'au Trias moyen au minimum. Ainsi, la proximité spatiale de cette suture avec le Bassin de Luang Prabang et l'âge de sa fermeture, postérieure au Trias moyen (e.g. Ueno et Hisada, 2001 ; Saesaengseerung et al., 2008 ; Chonglakmani, 2011 ; Kamvong et al., 2014) indiquent que la suture de Nan Uttaradit marque probablement l'emplacement de la paléolithosphère océanique dont la subduction est à l'origine du magmatisme d'arc observé dans le Bassin de Luang Prabang.

La localisation de la suture de Nan Uttaradit à l'Ouest du Bassin de Luang Prabang (Figure 5.9) implique que le pendage de la subduction soit dirigé vers l'Est. Un modèle

d'évolution géodynamique de la région du Bassin de Luang Prabang basé sur ces observations est proposé Figure 5.10.

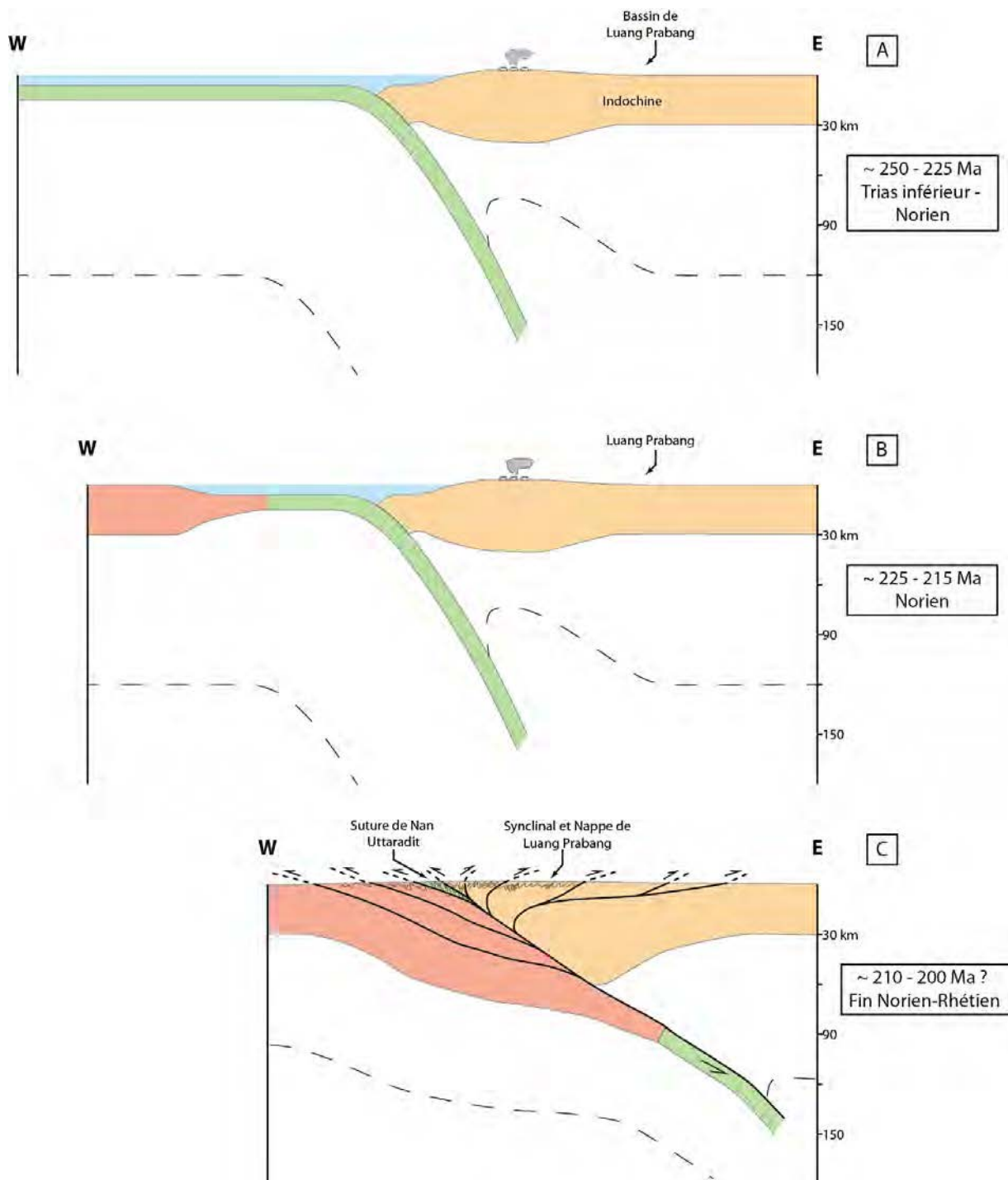


Figure 5.10. Proposition de modèle géodynamique pour le Bassin de Luang Prabang et sa périphérie envisageant l'existence d'une zone de subduction active jusqu'au Trias supérieur. La configuration du continent Ouest est indéterminée.

Dans ce modèle, l'Unité des Roches Mafiques pourrait représenter un arc océanique ou la manifestation d'un volcanisme avant arc. Dans ce cas, la localisation de l'Unité des Roches Mafiques à l'Est du Bassin de Luang Prabang peut sembler paradoxale par rapport à la polarité envisagée de la subduction. Cette position peut néanmoins être expliquée par le jeu de failles décrochantes postérieurement à la mise en place de l'Unité

des Roches Mafiques. La limite entre l'Unité des Roches Mafiques et la Formation des Argiles Rouges est d'ailleurs probablement une faille dont le tracé cartographique suggère une forte composante décrochante (Blanchard et al., 2013). La direction de cette faille est similaire à celle de la faille de Dien Bien Phu (carte géologique du Laos, 1990 ; Socquet et Pubellier, 2005 ; Simons et al., 2007). Le décalage méso-cénozoïque de cette faille est estimé de 30 à 40 km (Roger et al., 2014) et peut donc expliquer la position paradoxale de l'Unité des Roches Mafiques compte tenu de la polarité de la subduction envisagée.

Par ailleurs, l'association des séries calco-alcalines et tholéiitiques dans les mêmes arcs magmatiques sont fréquemment décrites (e.g. Ohba et al., 2009), fournissant ainsi une autre explication à ce paradoxe apparent.

L'âge Trias terminal envisagé pour la collision dans la périphérie du Bassin de Luang Prabang fournirait une explication directe au développement du synclinal de Luang Prabang mis en évidence par Blanchard et al. (2013) et à la Nappe de Luang Prabang, mise en évidence par Bush et al. (1996), dont les datations réalisées (échantillon LP 11, cf. Chapitre 3) montrent que l'emplacement de celle-ci est postérieure à $218,0 \pm 7,7$ Ma.

Ce modèle implique que la collision entre le bloc sur lequel se situe le Bassin de Luang Prabang (Indochine) et son vis-vis localisé de l'autre côté de la suture de Nan Uttaradit n'intervient pas avant la fin du Trias supérieur (Rhétien) ou le Jurassique. L'âge de la fermeture de la suture de Jinghong, au Trias inférieur (e.g. Peng T. et al., 2008 ; 2013, Wang Y. et al., 2010 ; Figure 5.9), est plus vieux que celui suggéré pour la suture de Nan Uttaradit en supposant l'existence d'une subduction active au niveau du Bassin de Luang Prabang jusqu'au Norien. Si les sutures de Jinghong et Nan Uttaradit sont effectivement corrélées, comme le suggèrent Sone et Metcalfe (2008), deux possibilités peuvent être envisagées : soit le magmatisme existant dans le Bassin de Luang Prabang est mis en place dans un contexte tardi-orogénique type *Basins and Ranges*, soit l'âge de la fermeture de ces sutures est diachrone.

Bien que la continuité des blocs reconnus au Nord et au Sud de la Thaïlande soit discutée car perturbée par des décrochements cénozoïques (e.g. Ridd, 2012), l'âge de la collision entre les équivalents supposés des blocs Indochine et Sibumasu est datée du Trias terminal, vers 200 Ma (Searle et al., 2012 ; Oliver et Prave, 2013) au niveau du Sud de la Thaïlande et de la péninsule Malaisie (ca. 1500 km au Sud du Bassin de Luang Prabang, cf. Figure 1.7, Chapitre 1). Ces âges, bien que décrits dans une zone géographiquement éloignée du Laos, sont similaires à ceux impliqués par le fonctionnement d'une zone de subduction au Norien au niveau du Bassin de Luang Prabang. Un tel diachronisme Nord-Sud dans la collision entre le bloc Indochine le bloc situé à l'Ouest (coordonnées actuelles) est d'ailleurs envisagé par Hennig et al. (2009) pour expliquer ces différences d'âges.

Par ailleurs, du magmatisme ayant une affinité d'arc est décrit à l'Ouest de la suture de Nan Uttaradit (e.g. Barr et al., 2006 ; voir également Srichan et al., 2009 ; Figure 5.9). Des radiolarites, dont la répartition stratigraphique s'étend du Dévonien au Trias supérieur (Norien supérieur ; Ueno et Hisida, 2001 ; Feng Q.-L. et al., 2005 ; Ishida et al., 2006 ; Sone et Metcalfe, 2008) sont également décrites entre la faille de Mae Yuam et la suture d'Inthanon (Figure 5.9). Si l'existence d'une subduction à pendage Est

représentée par la suture de Nan Uttaradit est admise, cela implique l'existence d'un ou plusieurs domaines océaniques à l'Ouest de la suture de Nan Uttaradit. Cela conduirait donc à envisager l'existence d'un ou plusieurs microblocs à l'Ouest de cette suture. La Figure 5.11 présente un modèle spéculatif pouvant rendre compte de ces observations.

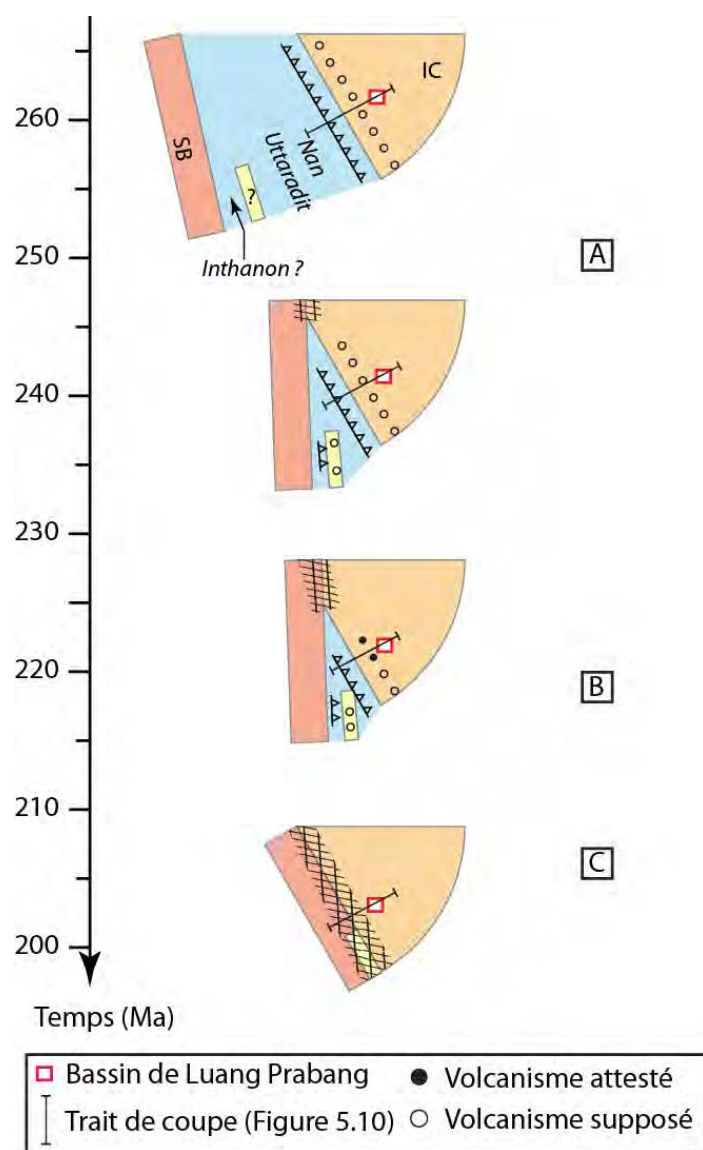


Figure 5.11. Tentative de modèle paléogéographique de la marge Ouest du bloc Indochine. Les lettres correspondent aux coupes de la Figure 5.10.

SB : Sibumasu, IC : Indochine. Un microbloc délimité à l'Ouest par la suture d'Inthanon et à l'Est par la suture de Nan Uttaradit est proposé à titre d'hypothèse pour rendre compte de l'existence de radiolarites et d'occurrences volcaniques calco-alcalines au Trias moyen à l'Ouest de la suture de Nan Uttaradit.

2.4.2. Modèle d'évolution en contexte d'extension tardi-orogénique

Bien que le modèle invoquant le fonctionnement d'une zone de subduction jusqu'au Norien soit privilégié dans ce travail, un modèle invoquant une extension tardi-orogénique d'une chaîne de montagne formée au Permien supérieur ou au Trias inférieur pourrait également être envisagé (Figure 5.12).

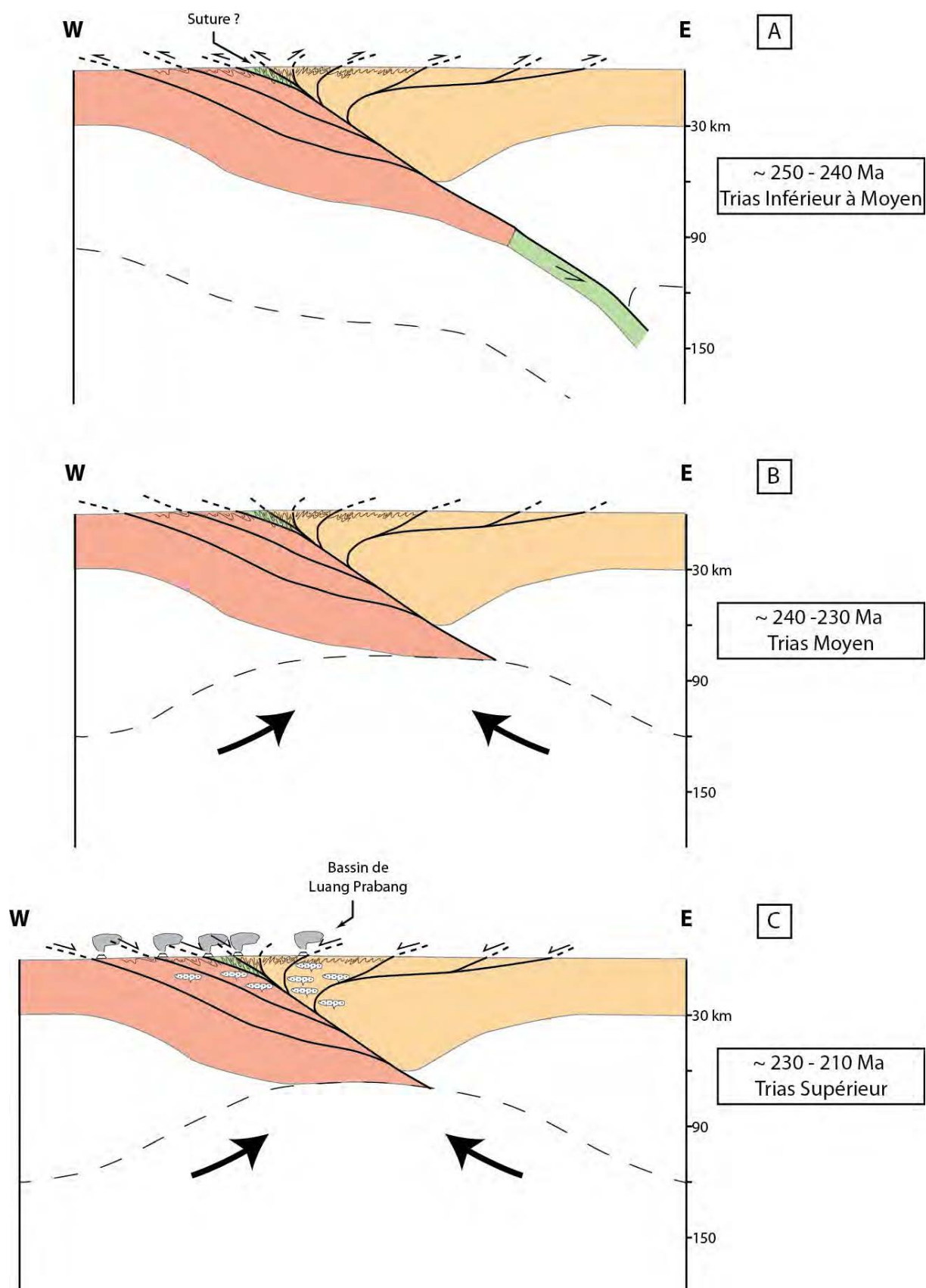


Figure 5.12. Proposition de modèle géodynamique pour le Bassin de Luang Prabang et sa périphérie envisageant une collision au Trias inférieur.

Si les différentes caractéristiques sur la durée et la composition du volcanisme de Luang Prabang semblent plus facilement réconciliables avec un contexte de zone de subduction que d'extension tardi-orogénique, la possibilité de cette dernière hypothèse reste ouverte. Dans ce cas, une collision au Permien supérieur ou au Trias inférieur est envisagée (Figure 5.12A), comme le proposent certains modèles d'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien (cf. Chapitre 1). La rupture du panneau plongeant (e.g. Davies et von Blanckenburg, 1995) ou le détachement convectif de la racine lithosphérique de cette chaîne de montagne (e.g. Kay et Kay, 1993 ; Houseman et Molnar, 1997) induisent un flux de matériel asthénosphérique (symbolisé par les flèches noires, Figure 5.12B). Ce matériel asthénosphérique, plus chaud que le manteau environnant, induit une perturbation thermique dans un manteau ayant préalablement été métasomatisé par la déshydratation du panneau plongeant lors de la subduction. Cette anomalie thermique dans un manteau préalablement hydraté aboutit à la production de liquides magmatiques dont certains seraient susceptibles de constituer la source du volcanisme observé dans le Bassin de Luang Prabang (Figure 5.12C).

Dans ce modèle, l'existence de nombreux zircons concordants ayant des âges compris entre ca. 250 Ma et ca. 225 Ma. (i.e. les zircons dont les âges sont antérieurs à l'âge de dépôt des roches volcano-sédimentaires, Figure 5.8) doivent provenir de l'érosion de roches magmatiques formées lors de la collision entre les différents blocs. Les paléoenvironnements prédominants dans cette partie du domaine Est Téthysien, à l'exception de la Formation des Argiles Violettes du Bassin de Luang Prabang, sont essentiellement marins au Trias inférieur et moyen (cf. Figure 1.11, Chapitre 1), ce qui s'accorde également relativement mal avec l'existence d'une orogénèse majeure au Trias inférieur ou moyen. Il convient par ailleurs de noter l'absence de structure extensive (détachements, dômes métamorphiques extensifs) qui viendrait appuyer un modèle d'évolution du Bassin de Luang Prabang en contexte d'extension tardi-orogénique.

Ce modèle nécessite par ailleurs l'existence d'un épisode de déformation postérieure au Norien pour expliquer la mise en place du synclinal et la Nappe de Luang Prabang. Différents épisodes de déformation intracontinentale, relativement peu documentés (cf. Chapitre 1, section 2.5.2), pourraient dans ce cas expliquer le développement de ces structures. Des chevauchements d'âge Crétacé supérieur au Nord Ouest de la Thaïlande (Hansen et Wemmer, 2011), une discordance Crétacé inférieur dans le Bassin du Khorat (e.g. Racey, 2009) ou encore la réactivation de la faille de Dien Bien Phu (Roger et al., 2014) pourraient correspondre à une phase de déformation majeure expliquant le développement du synclinal et de la nappe de Luang Prabang.

3. Synthèse

3.1. Tentative de modèle simplifié d'évolution du domaine Est Téthysien du Permien supérieur au Trias supérieur

Un modèle schématique reprenant les principaux points de l'évolution géodynamique du bloc Indochine de la fin du Permien à la fin du Trias est présenté Figure 5.13.

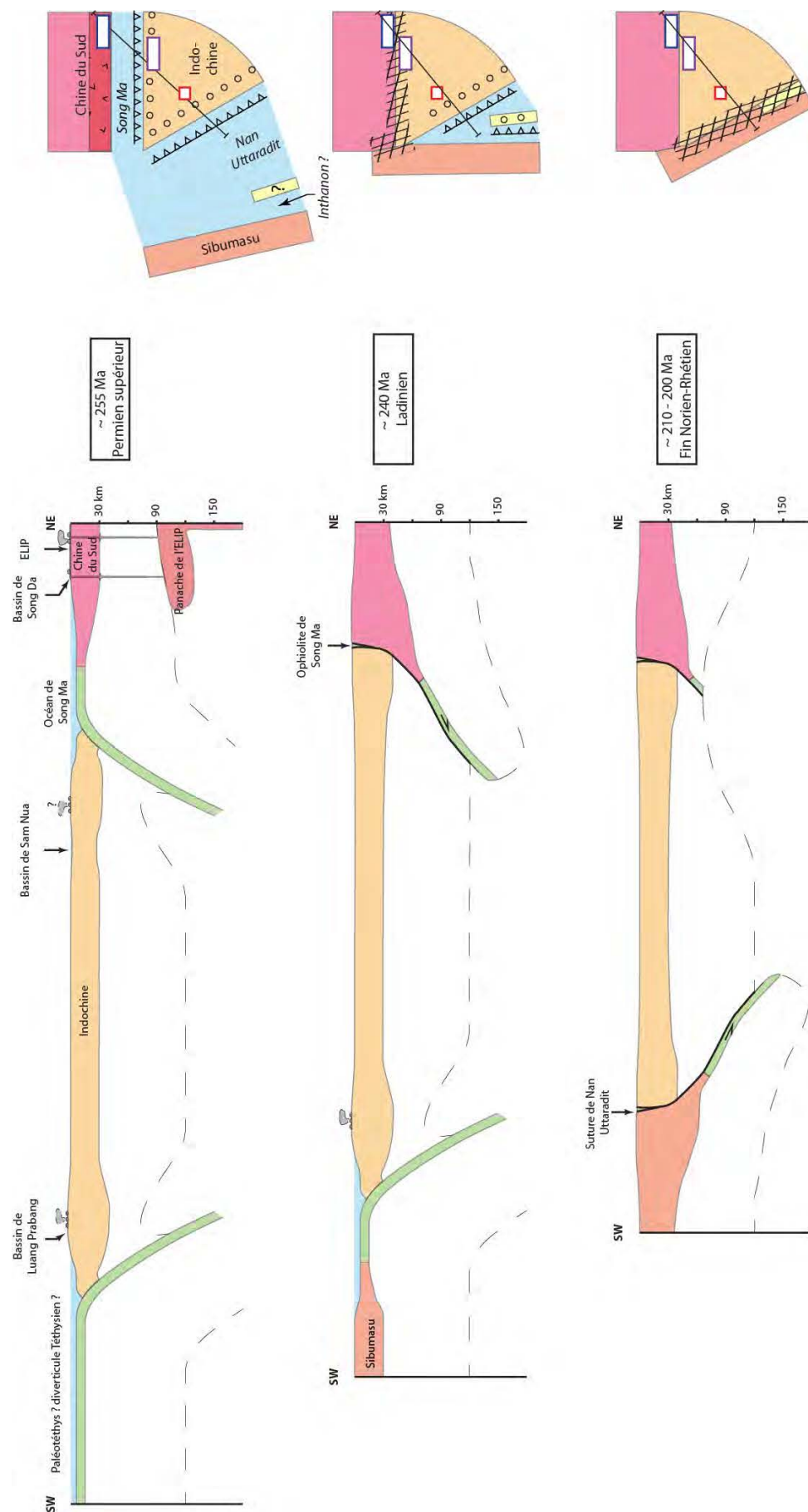


Figure 5.13. Modèle schématique d'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien.

Le bloc Indochine occupe une position centrale au sein du domaine Est Téthysien. Les bassins sédimentaires localisés à ses marges permettent de documenter les points majeurs de son évolution géodynamique de la fin du Permien à la fin du Trias. Du Permien supérieur à l'Anisien, la marge Nord du bloc Indochine est une marge active sous laquelle la lithosphère océanique du bloc Chine du Sud passe en subduction (Figure 5.13A). Cette subduction s'accompagne d'un magmatisme d'arc dont les produits se déposent dans le Bassin de Sam Nua. Des roches volcaniques dont la mise en place est liée à celle de la Grande Province Magmatique d'Emeishan sont déposées dans le Bassin de Song Da au même moment.

Dans le Bassin de Sam Nua (c'est probablement le cas dans le Bassin de Song Da également) une discordance d'âge Ladinien marque la collision entre les blocs Indochine et Chine du sud (Figure 5.13B). Au même moment un magmatisme d'arc est présent sur la marge Ouest du bloc Indochine (coordonnées actuelles), dont les manifestations sont enregistrées dans le Bassin de Luang Prabang. Ce magmatisme d'arc résulte probablement de la subduction, pendant au moins 35 Ma (entre ca. 250 Ma et ca. 215 Ma), d'un domaine océanique dont la trace actuelle est potentiellement localisée au niveau de la suture de Nan Uttaradit. Ce domaine océanique pourrait correspondre à la Paléotéthys (« océan principal ») ou à une « branche secondaire » (« diverticule Téthysien ») d'extension géographique plus restreinte.

Les dernières manifestations attestées de magmatisme d'arc dans le Bassin de Luang Prabang sont datées de ca. 215 Ma. Cela implique un âge de fermeture du domaine océanique correspondant postérieur à cet âge (Figure 5.13C). La présence de roches magmatiques mises en place dans un contexte d'arc au Trias supérieur (e.g. Barr et al., 2000, 2006) à l'Ouest de la suture de Nan Uttaradit peut s'envisager par l'existence d'un microbloc entre le bloc Indochine et le bloc Sibumasu.

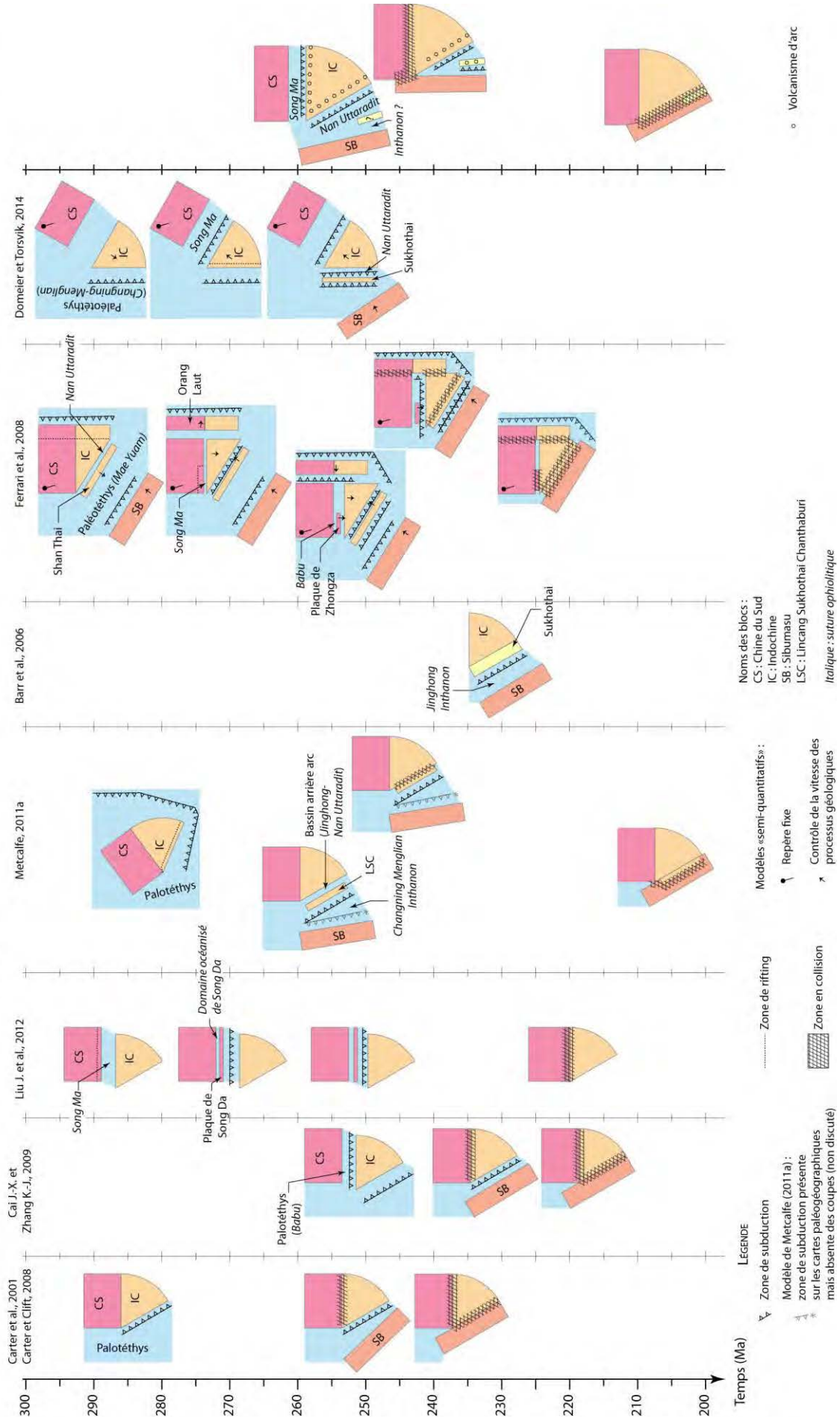
Au moins trois configurations différentes de bloc ou microbloc ayant pour limite la suture de Nan Uttaradit ont été proposées (Sukhothai, Barr et al., 2006 ; Lincang-Sukhothai-Chanthaburi, Sone et Metcalfe, 2008 ; Shan Thai, Ferrari et al., 2008 ; Figure 1.16, Chapitre 1). Parmi ces trois configurations, le bloc de Sukhothai (Barr et al., 2006) est délimité par les sutures de Nan Uttaradit et de l'Ailaoshan. Aucune ophiolite de « Nan Uttaradit – Luang Prabang » ne vient, à ce jour appuyer une telle corrélation dans la mesure où les roches mafiques, (dont des *pillow lavas*) de l'Unité des Roches Mafiques (cf. Chapitre 3) n'ont pas d'affinité géochimique avec les MORB. Le décalage le long de la faille de Dien Bien Phu, estimé à une quarantaine de kilomètres depuis le Trias (Roger et al., 2014) n'autorise pas une corrélation en effectuant une reconstitution palinspatique de ce bloc. L'existence du bloc de Shan Thai (au sens de Barr et al., 2006 ; cf. Figure 1.16, Chapitre 1) paraît donc peu probable. La validité des autres configurations actuellement envisagées (e.g. Sone et Metcalfe, 2008 ; Ferrari et al., 2008) ou l'existence d'autres blocs dont les limites ne sont pas clairement établies (e.g. Ridd, 2014) requièrent des investigations complémentaires visant à corréler les différentes sutures répertoriées dans le domaine Est Téthysien, et ce particulièrement pour les sutures situées sur la marge Ouest du bloc Indochine (e.g. Ridd, 2012, 2014).

3.2. Comparaison avec les autres modèles d'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien

Figure 5.14 (page suivante). Comparaison de différents modèles d'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien proposés dans la littérature avec le modèle proposé dans cette étude.

MODELES QUALITATIFS

MODELES «SEMI-QUANTITATIFS»



Le modèle d'évolution géodynamique présenté dans cette étude montre plusieurs différences notables par rapport aux modèles disponibles dans la littérature (Figure 5.14). Le modèle proposé montre l'existence d'un domaine océanique, séparant les blocs Indochine et Chine du Sud jusqu'au Trias moyen. L'existence de ce domaine océanique, constitué par une lithosphère océanique dont la trace actuelle correspond à la suture de Song Ma, est en opposition avec les modèles en réactivation de zones de faiblesse (Carter et al., 2001 ; Carter et Clift, 2008). De même, l'existence d'une véritable lithosphère océanique séparant les blocs Indochine et Chine du Sud ne s'accorde pas avec l'existence d'une croûte continentale amincie séparant ces domaines (e.g. Fan W. et al., 2010). Bien évidemment, ces modèles ne s'accordent pas non plus avec les modèles réfutant l'existence d'une lithosphère océanique entre la Chine du Sud et l'Indochine (e.g. Metcalfe, 2011a).

Le bloc Indochine est lui-même séparé d'un bloc situé à l'Ouest (coordonnées actuelles) de la suture de Nan Uttaradit (i.e. Sibumasu, Figure 5.14). Il existe probablement un (voir plusieurs) microbloc (non nommé ici). Celui-ci (ou ceux-ci) est proposé pour rendre compte de la présence de radiolarites et de roches volcaniques calco-alcalines à l'Ouest de la suture de Nan Uttaradit. La nature de ce microbloc (lithosphère continentale, arc volcanique) n'est pas connue, ni son affinité paléogéographique (Indochine ou Sibumasu) si ce bloc est de nature continentale. Si le domaine océanique dont la trace actuelle correspond à la suture de Nan Uttaradit était nécessairement constitué de lithosphère océanique, son extension paléogéographique reste inconnue. Il pourrait correspondre à un océan de grande dimension (i.e. « branche principale » de la Paléotéthys) ou à un diverticule de « l'océan principal » (Paléotéthys). L'existence d'un domaine océanique représenté par la suture de Nan Uttaradit est reconnue par l'ensemble des modèles géodynamiques qui couvrent cette zone (Figure 5.14). En revanche, la dimension de ce domaine océanique est différente d'un modèle à l'autre et les arguments (issus de la bibliographie ou de cette étude) ne permettent pas d'apporter d'élément de réponse décisif à cette question.

La disparition des domaines océaniques séparant les différents blocs identifiés dans cette étude aboutit à des collisions continentales. La collision entre le bloc Chine du Sud et Indochine est placée, dans cette étude, au Trias moyen. Cet âge est un peu plus vieux que l'âge Trias supérieur proposé par Liu J. et al. (2012) ou Ferrari et al. (2008 ; Figure 5.14) mais plus jeune que celui, Trias inférieur, proposé par Roger et al. (2012). Une collision au Trias moyen entre les blocs Chine du Sud et Indochine est en revanche fréquemment proposée dans la littérature (e.g. Zhang R.Y. et al., 2013 ; Faure et al., 2014).

Un contraste marqué entre le modèle proposé et de nombreux autres modèles tirés de la littérature réside dans l'âge de la collision entre l'Indochine et le bloc Sibumasu, au niveau de la suture de Nan Uttaradit. La persistance d'un arc magmatique jusqu'à ca. 215 Ma implique l'existence d'une zone de subduction jusqu'au Trias supérieur et une collision continentale postérieure à cette date. Par exemple, Metcalfe (2011a) propose que cette suture soit fermée dès le Permien supérieur. Pour Ferrari et al. (2008) cette suture est fermée dès le Trias moyen (Figure 5.14).

Une autre originalité du modèle présenté ici réside dans la proposition d'une collision fortement diachrone entre le Nord (coordonnées actuelles) des blocs Indochine et Sibumasu (collision entamée dès le Trias inférieur) et le Sud de ces blocs (où la collision ne débute qu'à la limite Trias-Jurassique, soit 50 Ma plus jeune). Cette

proposition est formulée en raison des âges et des affinités géochimiques des roches magmatiques le long de la limite entre les blocs Indochine et Sibumasu (Figure 5.9). Une telle proposition a déjà été émise par Hennig et al. (2009) mais n'a pas été intégrée aux modèles paléogéographiques publiés depuis.

D'une manière générale, le domaine Est Téthysien est marqué par convergence entre les blocs Chine du Sud et Indochine, puis entre le bloc Indochine et un ou des bloc(s) situé(s) à l'Ouest du bloc Indochine (coordonnées actuelles ; Figure 5.13). Cette convergence se traduit par l'édification de chaînes de subduction, puis de chaînes de collision, se traduisant par la présence de reliefs importants. Quels que soient les modèles paléogéographiques retenus, le domaine Est Téthysien était probablement marqué par la présence de reliefs conséquents au Permien supérieur et au Trias.

La présence de telles barrières orographiques influence non seulement la répartition de la distribution des êtres vivants, mais a également une influence sur les événements de spéciation et d'extinction (e.g. Hughes et Eastwood, 2006 ; Kohn et Fremd, 2008 ; Hoorn et al., 2010 ; Mittelbach et al., 2010). Or la fin du Permien et le Trias sont caractérisés par une réorganisation majeure de la dynamique de la biosphère, la crise Permien-Trias (e.g. Sahney et Benton, 2008).

4. Influence de l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien sur la dynamique de la biosphère au Trias

Ce Chapitre correspond à un article en préparation. Les travaux présentés sont menés avec Sylvie Bourquin^a, Marc Poujol^a, Nour-Eddine Jalil^{b, c}, Jean-Sébastien Steyer^b, Bernard Battail^b, Erwan Hallot^a et Marie-Pierre Dabard^a.

^aGéosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, OSUR, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France.

^bUMR 7207, Centre de Recherches sur la Paléobiodiversité et les Paléoenvironnements, CNRS, MNHN, UPMC, CP38, 8 Rue Buffon, 75005 Paris, France.

^cUniversity Cadi Ayyad, Faculty of Sciences Semlalia, BioDEcos, PoBox 2390, Marrakesh, Morocco.

Abstract

The Luang Prabang Basin, Laos, preserves a rich fossil record composed of dicynodonts and carnivorous chroniosuchian amphibians, among others. New U-Pb laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) dating performed on zircon grains extracted from the rocks encasing fossils reveals that *Dicynodon sensu lato* and chroniosuchian were present during the Early Triassic and that a kannemeyeriiform referred to as the genus *Angonisaurus*, lived during the Norian.

These results notably extend the stratigraphic range of *Angonisaurus* by showing its persistence up to the Late Triassic, thus ruling out the potential use of *Angonisaurus* as an index fossil. The occurrence of *Angonisaurus* in the Luang Prabang Basin also enlarges its biogeographic distribution and confirms, in agreement with recent studies, the large geographic distribution of Kannemeyeriiformes during the Late Triassic.

The Early Triassic ecosystem of the Luang Prabang Basin is characterized by various habitats occupied by various species that probably shared complex trophic

relationships, as evidenced by the occurrence of herbivorous dicynodonts and a carnivorous chroniosuchian. These characteristics, at odds with the highly disturbed Early Triassic ecosystems described elsewhere, suggest either a high resilience, promoting a quick recovery after the Permian-Triassic mass extinction event, or that this event only had a limited effect on this ecosystem.

4.1. Introduction

The Permian-Triassic (PT) Luang Prabang Basin, Laos, preserves a peculiar continental ecosystem composed of diversified tetrapod fauna (Battail, 2009; Steyer, 2009) and Cathaysian flora (Bercovici et al., 2013). This vertebrate record is composed of several dicynodonts (Battail, 2009; Blanchard et al., 2013) and a carnivorous amphibian – more precisely a chroniosuchian (Steyer, 2009; Bercovici et al., 2012). Given that the dicynodonts the most abundant and diversified terrestrial tetrapod group in the Late Permian, this taxon played a pivotal role in vertebrate evolution studies during and after the PT mass extinction event.

The definition of a precise time framework for the terrestrial vertebrate preserved in the Luang Prabang Basin is thus relevant for tetrapod evolution, biostratigraphy, paleobiogeography as well as for paleoenvironmental reconstructions. However, absolute time constraints are difficult to establish given the difficulty to precisely date continental paleoenvironments. A temporal calibration of the tetrapod biostratigraphy has been made available for the Capitanian (from 265.1 ± 0.4 Ma) and the Wuchiapingian (ending at 254.14 ± 0.07 Ma) from the Karoo Basin (Rubidge et al., 2013), but is not yet available for other areas, or for the Changhsingian and Triassic, primarily due to the lack of reliable geochronological constraints.

A taxonomic revision of some fossils found in the Luang Prabang Basin along with U-Pb isotopic analyses on zircon grains extracted from the volcanoclastic rocks encasing these fossils were therefore conducted in order to better constrain the time frame for these terrestrial vertebrates.

4.2. Geological setting

During the Permian and Triassic, the Luang Prabang Basin was located in the eastern Tethyan domain and belonged to one of the continental blocks presently forming South-East Asia (e.g. Metcalfe, 2013; Cocks and Torsvik, 2013; Burrett et al., 2013; Roger et al., 2013). The collision between these continental blocks during the Triassic resulted in one (Osanai et al., 2008) or several (e.g. Carter et al., 2001) orogenic belts that are referred to as the Indosinian orogeny.

The Luang Prabang Basin, originally studied by Counillon (1896), consists of an asymmetric NE-SW syncline (Blanchard et al., 2013) with NE-SW thrusts separating the Purple Claystones Formation to the north from the Red Claystones Formation to the south (Fig. 1). The Purple Claystones Formation corresponds to a braided-river environment that evolved into an alluvial plain (Bercovici et al., 2012). Petrographic observations have shown that the volcanoclasts included in this formation are reworked and originated from various distal and/or old volcanic sources (Blanchard et al., 2013). This formation was considered as Late Permian based on the occurrence of remains attributed to "*Dicynodon sensu lato*" (Battail, 2009). Remains attributed to a

chroniosuchian specimen have also been excavated from this formation (Bercovici et al., 2012).

The Red Claystones Formation was deposited in an environment that evolved from an alluvial plain to braided rivers (Blanchard et al., 2013). Some layers display abundant volcanoclasts that yielded a maximum depositional age of 224.9 ± 1.0 Ma (U-Pb on zircon; Blanchard et al., 2013). This formation preserves large dicynodont remains, including a skull that has been preliminarily identified as a kannemeyeriiform attributed to *Stahleckeria* or a close relative (Blanchard et al., 2013).

The overlying Luang Prabang Tuffites Formation (Fig. 1B) was settled in fluvial environments. These deposits are rich in volcanic elements that provided maximum depositional ages of 220.7 ± 1.0 Ma at the base of this formation and 216.2 ± 1.1 Ma in a stratigraphically younger sample (U-Pb on zircon; Blanchard et al., 2013). The succession of the maximum depositional ages obtained from these two formations is consistent with the stratigraphy, indicating that the basin was partly filled by freshly produced volcanoclasts (Blanchard et al., 2013). The maximum depositional ages of the successive layers in these formations can therefore be considered as real depositional ages.

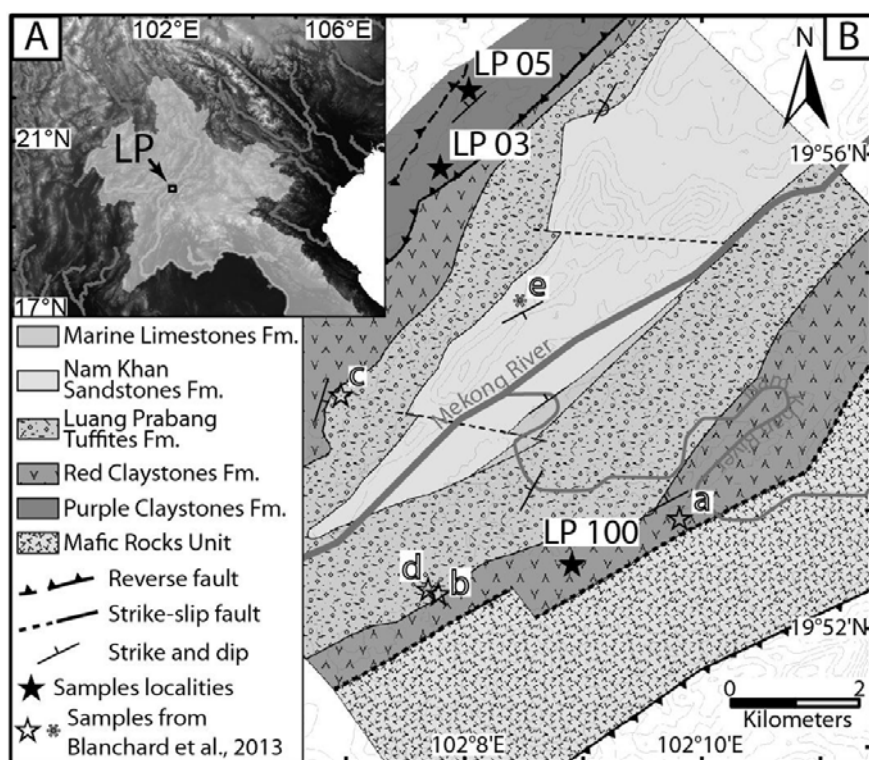


Figure 1. A. Location of the studied area; LP: Luang Prabang (Laos in light grey). B. Map of the Luang Prabang Basin (modified after Blanchard et al., 2013 and Bush et al., 1996). Fm.: Formation. a, b, c, d: U-Pb/zircon ages from Blanchard et al., 2013; a: 224.9 ± 1.0 Ma; b: 220.7 ± 1.0 Ma; c: 219.0 ± 1.2 Ma; d: 216.2 ± 1.1 Ma; e: Conodont *Cypridodella* sp., Norian age.

4.3. Methods and results

4.3.1. Fossil taxonomy

Terrestrial vertebrate fossils were first reported in the Luang Prabang Basin by Counillon (1896) who mentioned dicynodonts in the Purple Claystones Formation and a few scattered remains of “large reptiles” in the Red Claystones Formation. The dicynodonts remains found in the Purple Claystones Formation, initially attributed to a new species of the genus *Dicynodon*, *D. incisivum* (Repelin, 1923), have been consecutively interpreted and reinterpreted (see Battail, 2009) and ultimately ascribed to several species (possibly three) of *Dicynodon* (Battail, 2009). This genus has however been recently revised (Kammerer et al., 2011) and *Dicynodon sensu stricto* is now restricted to only two species (*D. lacerticeps* and *D. huenei*). The dicynodonts from the Purple Claystones Formation deserve a detailed re-analysis in light of the recent and exhaustive systematic revision and phylogeny of the genus *Dicynodon*. Ongoing work on the taxonomy and phylogenetic analysis of these dicynodonts is nevertheless beyond the scope of this paper. Pending this re-analysis, we keep the original identification and consider the dicynodonts from the Purple Claystones Formation as belonging to “a probable *Dicynodon sensu lato*”. The Purple Claystones Formation also yielded a very well preserved skull of a new chroniosuchian (Steyer, 2009; Bercovici et al., 2012).

The scattered remains of “large reptiles” found in the Red Claystones Formation by Counillon (1896), re-sampled as rare disarticulated and fragmentary remains of large dicynodonts (Battail 2009), received little attention until a new specimen was excavated and preliminarily identified as *Stahleckeria* or a close relative (Blanchard et al., 2013). However, we question this preliminary identification because the Laotian specimen was examined at a time when a thorough description of *Angonisaurus*, with which the Laotian kannemeyeriiform has been confused, was not available. This Laotian specimen and *Stahleckeria*, as revised by Maisch (2001), share a tuskless and wide skull, a narrow anterior process of the frontal protruding between the nasals, a very wide interorbital region with orbits that are not visible in the dorsal view, an absent preparietal, and a wide lateral expansion of the squamosal wings. All of these characteristics are diagnostics of both *Angonisaurus* and *Stahleckeria*, even if the shape of the frontal cannot be checked because it is not preserved on the holotype of the former genus (NHMUK R9732). After a re-examination in light of the thorough description of *Angonisaurus* (Hancox et al., 2013), the Laotian skull reveals many other *Angonisaurus* characteristics: an absence of tusks, a triangular canniniform process in lateral view (Fig. 2A), a wide interorbital skull roof, an absent preparietal, a pineal foramen located at the base of a deep and conical pit, no strong break in the slope between the interorbital skull roof and the intertemporal bar, postorbitals that do not extend the entire length of the intertemporal bar and do not come into contact with the squamosal posteriorly, a parietal with a large exposure on the dorsal surface of the intertemporal bar, a midline groove with raised edges present on the dorsal surface of each parietal for at least part of the length of the intertemporal bar, and an interparietal that makes a moderate contribution to the posterior end of the intertemporal bar (Fig. 2B). This combination of characteristics, especially those displayed by the intertemporal bar, clearly differentiates *Angonisaurus* from other Triassic dicynodonts (Hancox et al., 2013). The dicynodont remains excavated in the Red Claystones Formation are thus ascribed to *Angonisaurus*, considered either as a basal Kannemeyeriiform (Kammerer et al., 2013) or a Stahleckeridae (Maisch, 2001; Maisch and Matzke, 2014).

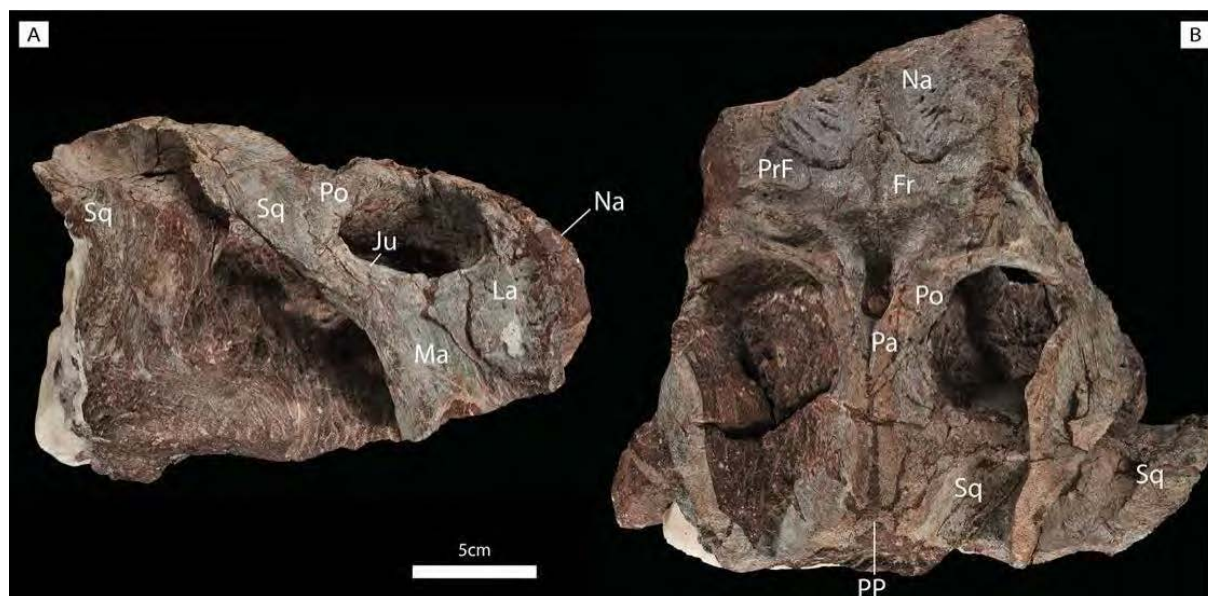


Figure 2. *Angonisaurus* skull from the Luang Prabang Basin, Laos. A. Right lateral view. B. Dorsal view. Fr: frontal; Ju: jugal; La: lacrymal; Ma: maxillary; Na: nasal; Pa: parietal; Po: postorbital; PrF: prefrontal; Sq: squamosal.

4.3.2. U-Pb zircon geochronology

We conducted laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICP-MS) U-Pb isotopic analyses on zircon grains extracted from the three tetrapod-bearing rocks. Zircon grains were extracted following the classical mineral separation procedure, then handpicked and embedded in epoxy mounts and finally imaged by cathodoluminescence prior to LA-ICP-MS analyses. The ages uncertainties reported here are given at the 95% confidence level unless otherwise mentioned. Thin section descriptions, analytical procedures and sample locations are provided in the appendix⁴⁴.

The use of detrital zircon grains from volcanoclastic rocks to constrain the maximum depositional age raises two critical issues that are, to some extent, related. Firstly, the number of analyzed grains must be sufficiently high to be representative of the different age populations present in a given sedimentary rock. In our study, the detection limits (i.e. the percentages of the largest population of at least three zircon grains likely to remain undetected at a given confidence level; adapted from Andersen, 2005) calculated after filtering the data using a concordance filter of 90%, are below 9% and 19% at the 50% and 95% confidence levels, respectively (Table 1), thus ensuring that the main zircon populations have been analyzed. Secondly, a statistically robust estimate of the maximum depositional age should be derived from the mean age of the youngest cluster of at least three grains overlapping in age at 2σ (standard deviation) (Dickinson and Gehrels, 2009). As the objective of this study is to constrain the depositional age of our samples, only the youngest clusters of concordant (at least 90%) analyses are discussed in the following sections.

4.3.2.1. Sample LP 03

⁴⁴ Annexe 5.

This sample comes from a layer of the Purple Claystones Formation, where the *Dicynodon sensu lato* skulls (described in Battail, 2009 and Bercovici et al., 2012) were excavated. It yielded zircon grains characterized by variably pronounced pinkish colors and variable degrees of roundness. Seven zircon grains, displaying sub-rounded to nearly euhedral shapes and a well-defined zoning in cathodoluminescence, give a weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mean date of 251.4 ± 2.4 Ma with a mean square of weighted deviates (MSWD) of 0.21. This date is interpreted as the maximum depositional age for this sample (Table 1).

4.3.2.2. Sample LP 05

This sample from the Purple Claystones Formation, collected at the site where the chroniosuchian was excavated (Bercovici et al., 2012), yielded abundant, sometimes broken, zircon grains displaying rounded to euhedral shapes, and variable pinkish colors. A cluster of nineteen grains characterized by rounded to euhedral shapes and well-marked zoning (sometimes disturbed by local resorptions) gives a weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mean date of 250.7 ± 1.5 Ma (MSWD = 0.37; Table 1). However, three independent sub-concordant analyses yield $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ dates of 232.3 ± 3.1 , 225.8 ± 2.9 and 217.1 ± 2.8 Ma (uncertainties at 1σ level) that do not fit Dickinson and Gehrels' (2009) three grains criterion. Accordingly, these younger sub-concordant dates are interpreted as artifacts linked to a slight lead loss in the grains. To minimize the effect of the slight Pb loss suffered by this sample, an age estimate based on a coherent group of nineteen $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ ages was calculated using the *Tuff Zirc* algorithm (Ludwig and Mundil, 2002). This approach, largely insensitive to Pb loss, gives a date of $250.0 +1.9/-0.7$ Ma (93.6% confidence error). We interpret this date as the maximum depositional age for this sample.

4.3.2.3. Sample LP 100

This sample was encasing the kannemeyeriiform specimen (Blanchard et al., 2013; here identified as *Angonisauros*) in the Red Claystones Formation. Numerous light pink zircon grains have been extracted from this sample; some have a euhedral shape while the others display angular to rounded shapes. A cluster of eighteen zircon grains characterized by both euhedral and angular to sub-rounded shapes and well-defined zoning yields a weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mean date of 220.9 ± 1.3 Ma (MSWD = 0.31). This date is interpreted as the maximum depositional age for this sample (Table 1).

Table 1. Summary of the calculated U-Pb ages and detection limits.

Sample	Youngest $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ cluster age (Ma)	n	MSWD	Detection limits (%)	
				$p_L = 0.5$	$p_L = 0.95$
LP 03	251.4 ± 2.4	7	0.21	9	19
LP 05	250.7 ± 1.5	19	0.37	6	15
LP 03 and LP 05	250.9 ± 1.3	26	0.32	n.a.	n.a.
LP 100	220.9 ± 1.3	18	0.31	7	17

Note: uncertainties are quoted at the 2σ level.

n — number of analyses included in the weighted mean age calculation; MSWD — mean square of weighted deviates; p_L — probability level assigned to the detection limit of at least three grains (n.a. — not applicable when considering both LP 03 and LP 05). See supplementary data for details.

4.4. Discussion

4.1.1. Fossil ages and biostratigraphic implications

The good quality of fossil preservation, with skulls that were preserved in 3D, bones that were not rolled or blunted, post-cranial elements that were sometimes associated with cranial ones and observable fine dermal bone ornamentation, precludes any long post-mortem transport or reworking. Consequently, the ages of the fossils are contemporaneous with the depositional ages, which are constrained by the maximum depositional ages given by the zircon geochronology (Fig. 3).

As samples LP 03 (*Dicynodon sensu lato*) and LP 05 (chroniosuchian) belong to the same Purple Claystones Formation, have been sampled in outcrops that are only 1.2 kilometers apart and give the same maximum depositional age within the uncertainties (251.4 ± 2.4 Ma and $250.0 +1.9/-0.7$ Ma, respectively), these samples can be discussed together. They thus yield a slightly more precise weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mean date of 250.9 ± 1.3 Ma (MSWD = 0.32; Table 1; Fig. 3). The various volcanoclast textures, roundness and degrees of alteration present in the rocks encasing these fossils (LP 03 and LP 05 in Table S2) suggest that this date, obtained from zircon grains interpreted as detrital in origin, represent a maximum depositional age, and that the real age of deposition and fossilization must be considered as being younger. Although the combined age encompasses the PT boundary (252.17 ± 0.06 Ma; Shen et al., 2011) within uncertainties, the consideration of a Late Permian age would imply that the reworking and weathering of the various clasts that make up the rock encasing these fossils took place within an implausibly narrow time span. Additionally, the maximum depositional age of sample LP 05 ($250.0 +1.9/-0.7$ Ma) is younger than the PT boundary, indicating a Triassic age for these fossils. An age up to the Middle Triassic could be envisaged as the theoretical upper age limit for these fossils is given by the depositional age of the overlying Red Claystones Formation (224.9 ± 1.0 Ma; Blanchard et al., 2013). However, the occurrence of a regional Middle Triassic unconformity (e.g. Racey, 2009), probably superimposed onto the reverse fault separating the Purple Claystones Formation where these fossils have been excavated from the overlaying Red Claystones Formation (Fig. 1B), reduces the time span for these fossils. As a consequence, the Purple Claystone Formation and its enclosed *Dicynodon sensu lato* and chroniosuchian specimens are probably Early Triassic rather than Middle Triassic (Fig. 3). As *Dicynodon sensu stricto* is known, up until now, only in the late Permian and is thought to have disappeared at the PT boundary (e.g. Kammerer et al., 2011), ongoing work on the phylogenetic positions of the Luang Prabang *Dicynodon sensu lato* (comprising possibly three distinct new species; Battail, 2009) and those of the chroniosuchian will help to fully determine the biostratigraphic and evolutionary implications of these new ages. The Early Triassic age of the chroniosuchian is consistent with the known temporal extent of this taxa (Schoch et al., 2010; Fig. 3).

The succession of the maximum depositional ages obtained on both rocks enclosing the *Angonisaurus* (220.9 ± 1.3 Ma) and those obtained in the layers bracketing this fossil (224.9 ± 1.0 Ma below and 220.7 ± 1.0 Ma above; Blanchard et al., 2013) are consistent with the stacking of volcanoclastic layers (Fig. 2). The volcanic activity responsible for the infilling of the basin at that time was thus contemporaneous, within the age uncertainties (approximately 1 Ma), with the depositional age and therefore with the age of the *Angonisaurus*. The temporal range of *Angonisaurus*, previously

known during the Anisian (e.g. Hancox et al., 2013), is thus greatly extended (by ca. 20 Ma). This not only rules out the potential use of *Angonisauros* as an index fossil, as suggested by Hancox et al. (2013), but also emphasizes that caution is needed when using this taxon to correlate widely separated basins.

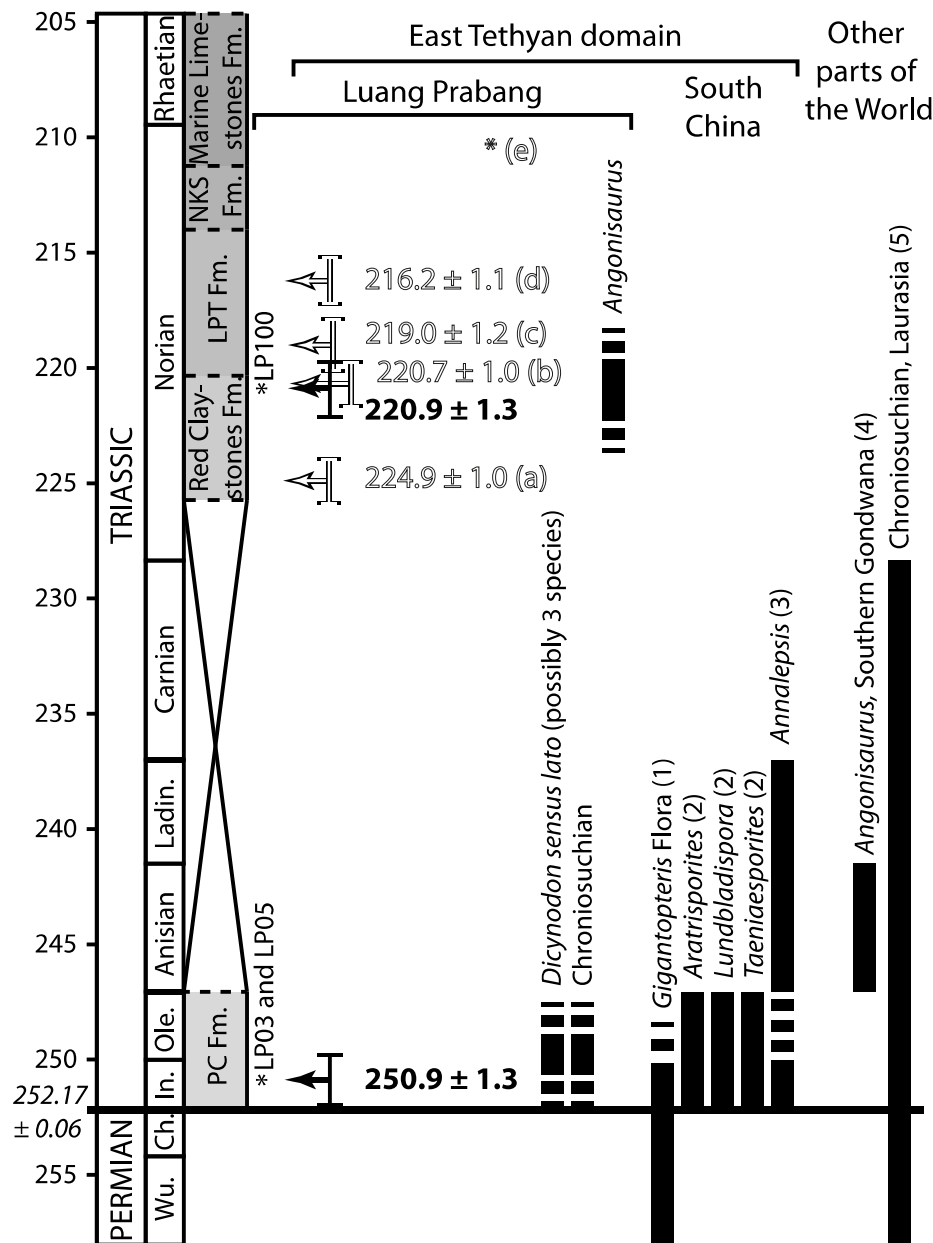


Figure 3. Stratigraphy of the Luang Prabang Basin along with the U-Pb geochronological results and biogeographical distribution pattern during the Late Permian and Triassic.

Timescale is from the 2013 International Stratigraphic Chart. Wu.: Wuchiapingian; Ch.: Changhsingian; In.: Induan; Ole.: Olenekian; Ladin.: Ladinian. The number in italics refers to the Permian-Triassic boundary. PC Fm.: Purple Claystones Formation; LPT Fm.: Luang Prabang Tuffites Formation; NKS Fm.: Nam Khan Sandstones Formation.

Solid arrows: this study; open arrows: after Blanchard et al., 2013. Vertical bars represent uncertainties, quoted at 2σ level. Letters (a) to (e) refer to the samples quoted and located in Fig. 1B.

Stratigraphic ranges and biogeographic distribution patterns after: (1) Yu et al., 2007; (2) Peng et al., 2006; (3) Yu et al., 2010; (4) Hancox et al., 2013; (5) Schoch et al., 2010.

4.2.1. Paleobiogeographic and paleoecological implications

The discovery of both *Angonisaurus* (only known only in Southern Gondwana up until to now, e.g. Hancox et al., 2013) and a chroniosuchian (known in various locations of Laurasia up until now, e.g. Schoch et al., 2010) in the Luang Prabang Basin expands their biogeographic distributions to the eastern Tethyan domain. Combined with recent discoveries (Fröbisch, 2009; Kammerer et al., 2013; Hancox et al., 2013), the record of *Angonisaurus* in the East Tethyan domain contributes to the emerging picture of an extensive Triassic dispersal and cosmopolitanism of Kannemeyeriiformes. Dispersal routes between these distribution areas of *Angonisaurus* could have gone through the Middle to Late Triassic North African Gondwanian basins since they contain Triassic Kannemeyeriiformes (Jalil, 1999; Khaldoune et al., 2014). A widespread distribution is also evidenced for the chroniosuchians during the Early Triassic.

The Early Triassic ecosystem of the Luang Prabang Basin is characterized by the co-occurrence of terrestrial and freshwater habitats occupied by various species that were probably sharing complex trophic relationships as evidenced by a multi-level food web. This fauna includes several primary consumers (possibly three species of *Dicynodon sensu lato*) and a secondary consumer represented by the carnivorous chroniosuchian. Even if Late Permian Cathaysian flora is documented in the Luang Prabang Basin (Bercovici et al., 2012), the occurrence of Early Triassic primary producers (plants) is only deduced from the presence of primary consumers. The occurrence of diversified Early Triassic flora is however well documented in South China, comprising relics of the Late Permian *Gigantopteris* flora (Yu et al., 2007) as well as pioneer plants (*Aratrisporites*, *Lundbladispora*, *Taeniaesporites*; Peng et al., 2006; *Annalepsis*; Yu et al., 2010). Interestingly, this Chinese paleoflora has been shown to maintain a rather high stability in terms of diversity dynamics across the PT boundary, with the highest turnover rates occurring during the Induan (Xiong and Wang, 2011).

These East Tethyan ecosystem characteristics are at odds with the highly disturbed Early Triassic ecosystems from the South Urals Basin (Benton et al., 2004) or in the Karoo Basin (Ward et al., 2000; Smith and Ward, 2001; Ward et al., 2005; Smith and Botha-Brink, 2014). This suggests that these East Tethyan ecosystems are either characterized by a higher resilience than the Karoo or Uralian ecosystems, promoting a quick recovery, or that the PT mass extinction event only had a limited effect on these East Tethyan ecosystems. The latter hypothesis would be plausible if Early Triassic dicynodonts turn out to be *Dicynodon sensu stricto*. The former hypothesis confirms the previous prediction of a rapid post-extinction recovery (Maisch and Matzke 2014), at least for these East Tethyan ecosystems, in contrast with a delayed recovery for tetrapod communities after the PT mass extinction event up to the Middle Triassic (Sahney and Benton, 2008; Irmis and Whiteside, 2012; Chen and Benton, 2012).

These features hint at the singularity of the East Tethyan domain with respect to the biosphere evolution during the Early Triassic (Fig. 4). This domain could have acted as a refugium where the PT mass extinction only had limited effects, or an evolutionary cradle in the case of a quick recovery during the Early Triassic. It worth noting that the “cradle” and “refugium” models are not mutually exclusive, even for the same area (McKenna and Farrell, 2006). This “cradle and/or refugium” East Tethyan domain could be linked to the peculiar tectonic setting that prevailed in the East Tethyan domain during the Late Permian and the Early Triassic. Indeed, the complex tectonic setting characterizing this domain during the Late Permian to the Triassic (e.g. Carter et al., 2001; Pullen et al., 2008; Liu et al., 2012; Wang et al., 2013; Roger et al., 2013; Liu et al.,

2014) resulted in the development of the Indosinian mountain range(s) which produced an altitudinal gradient. This altitudinal refugium could have acted complementarily to other latitudinal (Antarctica; Fröbisch et al., 2010) refugia throughout the extreme greenhouse climate condition prevailing during the Early Triassic (Sun et al., 2012; Romano et al., 2013; Benton and Newell, 2013) and transiently up to the Late Triassic (Retallack, 2013). This tectonic setting could also account for the presence of heterogeneous environments that have been shown to have a large effect on population persistence (e.g. Dufour et al., 2006) and species diversification (e.g. Hughes and Eastwood, 2006). These preliminary illations highlight the important role of the East Tethyan domain during the Triassic, not only for marine (Komatsu et al., 2010), but also for terrestrial biosphere turnover.

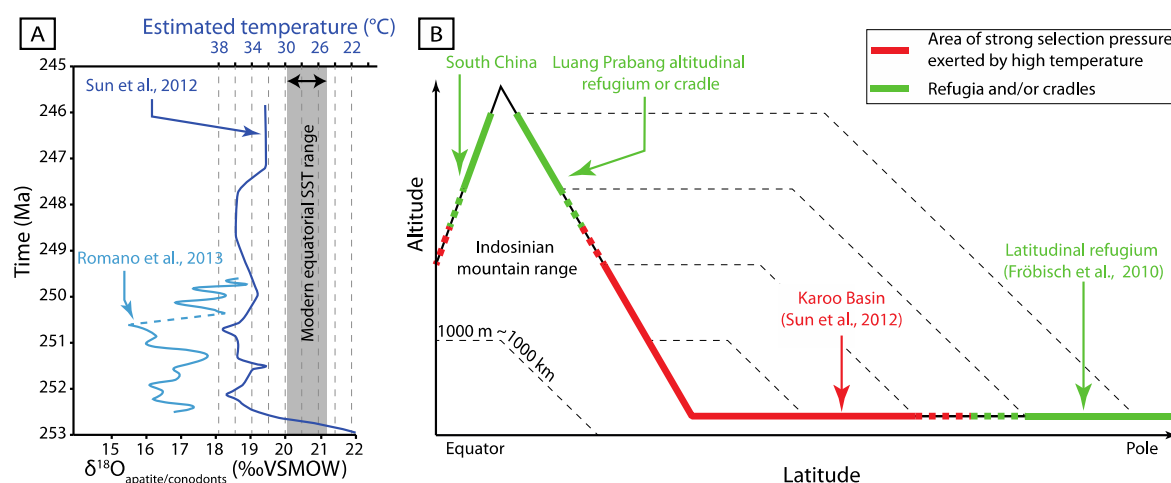


Figure 4. The Luang Prabang refugium and/or cradle hypothesis and its link with the Early Triassic climate changes. A. Evolution of climatic proxies during the Early Triassic, after Romano et al., 2013 and Sun et al., 2012. The modern-day Sea Surface Temperature (SST) range is given for comparison, after Sun et al., 2012. VSMOW: Vienna Standard Mean Ocean Water. B. Location of potential refugia and cradles during the Early Triassic with respect to the extreme greenhouse climate condition prevailing at that time.

Acknowledgments

The geochronological analyses were supported by the Observatoire des Sciences de l'Univers de Rennes (OSUR). X. Le Coz, Y. Lepagnot (OSUR) and R. Vacant (MNHN) are acknowledged for the thin sections, rock crushing and fossil preparation, respectively. We thank K. D. Angielczyk (The Field Museum, Chicago) for providing helpful photos of the holotype of *Angonisaurus cruickshanki* and C. Kammerer for constructive comments on an early draft. The English version of the manuscript was post-edited by S. Mullin.

CONCLUSION

Le Permien et le Trias sont caractérisés par une réorganisation globale de la dynamique des enveloppes externes de la Terre et en particulier de la biosphère. Celle-ci traverse en effet l'une des plus grandes crises documentées à ce jour, la crise biologique permo-triasique. L'évaluation du rôle du domaine Est Téthysien dans ces réorganisations globales est actuellement mal appréciée.

L'objectif de ce travail est donc d'apporter des éléments de réponse sur la paléogéographie et l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien de la fin du Permien à la fin du Trias. Les bassins sédimentaires permo-triasiques, largement répartis dans tout le domaine Est Téthysien, sont restés sous-étudiés eu égard à leur importance pour la compréhension de l'évolution géodynamique de cette région. Cette étude s'est donc focalisée sur trois bassins, le bassin laotien de Luang Prabang et les bassins vietnamiens de Sam Nua et Song Da. Ceux-ci sont situés sur les marges d'un bloc occupant une position centrale dans le domaine Est Téthysien, le bloc Indochine, et permettent de documenter l'évolution géodynamique d'une large partie du domaine Est Téthysien.

Les résultats majeurs des investigations sédimentologiques, géochronologiques et géochimiques ont permis de mettre en évidence, dans le Bassin de Luang Prabang :

- la présence d'un volcanisme contemporain de la sédimentation durant 12,3 Ma au minimum ;
- l'existence probable d'un volcanisme continu pendant ca. 35 Ma dans la région de Luang Prabang, entre 250 Ma et 215 Ma ;
- la composante volcanique des dépôts volcano-sédimentaires de ce bassin qui correspond à un magmatisme calco-alcalin et tholéitique d'arc.

Ces différents points montrent l'existence d'un arc volcanique actif durant la majeure partie du Trias au voisinage du Bassin de Luang Prabang. Ce magmatisme est vraisemblablement attribuable à la subduction d'un domaine océanique dont la trace actuelle pourrait correspondre à la suture ophiolitique de Nan Uttaradit. La localisation du bassin à l'Est de cette suture implique un pendage de la subduction vers l'Est, c'est-à-dire sous le bloc Indochine. L'existence d'un arc magmatique actif jusqu'à 215 Ma (au minimum) signifie la persistance d'un domaine océanique jusqu'à cette date et une collision continentale postérieure à cette date.

Les études conduites dans les bassins de Sam Nua et Song Da ont permis de montrer :

- la présence d'un volcanisme calco-alcalin au Trias inférieur dans le Bassin de Sam Nua ;
- l'existence d'une discordance à l'Induen et au début de l'Olénékien (Trias inférieur) dans le Bassin de Song Da ;
- l'existence d'une discordance au Ladinien (Trias moyen) dans le Bassin de Sam Nua. Cette discordance est scellée par des dépôts continentaux grossiers,

d'âge Carnien (Trias inférieur), correspondant à des environnements de cônes alluviaux et de rivières en tresses et qui traduisent le démantèlement de reliefs proximaux.

Ces points indiquent la présence d'un arc actif au Trias inférieur, lié à la subduction d'un domaine océanique dont la trace actuelle correspond à la suture de Song Ma. La localisation du Bassin de Sam Nua par rapport à cette suture implique un pendage de la subduction dirigé vers le Sud, sous le bloc Indochine. La discordance ladinienne est interprétée comme le résultat de la collision entre l'Indochine, sur laquelle se positionne le Bassin de Song Ma, et la Chine du Sud, à laquelle appartient le Bassin de Song Da.

L'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien est ainsi caractérisée par la présence de zones de subduction accompagnées d'un magmatisme d'arc important, actives dès la fin du Permien, et cela à la fois au niveau de la marge Nord (bassins de Sam Nua et Song Da) et Ouest (Bassin de Luang Prabang) du bloc Indochine. Ces arcs magmatiques représentaient alors probablement des reliefs topographiques relativement importants dans une zone située à faible latitude. La présence d'un écosystème continental relativement diversifié au Trias inférieur dans le Bassin de Luang Prabang suggère que ces reliefs ont pu constituer des zones refuges favorables au maintien et/ou au renouvellement de la biosphère lors de la crise biologique permo-triasique.

Ces résultats soulignent l'intérêt majeur et la pertinence de l'analyse des bassins sédimentaires pour reconstituer l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien. Ils soulignent également la nécessité de coupler les études portant sur les bassins sédimentaires avec des études portant sur le magmatisme en général et le volcanisme en particulier. En effet, l'analyse des bassins a montré l'importance de leur remplissage par des dépôts volcano-sédimentaires dont la composante d'origine volcanique est généralement remaniée. Lorsque la stratigraphie et des âges U-Pb sur zircon détritique sont connus, il est possible de montrer le caractère syn-sédimentaire du volcanisme, en précisant l'échelle de temps du remaniement, et d'établir ainsi la durée du phénomène volcanique dans une région.

Des études complémentaires portant, entre autre, sur les bassins, sont nécessaires pour contribuer à éclaircir les nombreuses incertitudes qui subsistent sur l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien à la fin du Paléozoïque et au début du Mésozoïque.

Différentes zones peuvent être identifiées comme des cibles potentielles à étudier pour étendre les résultats obtenus sur les bassins de Luang Prabang, Sam Nua et Song Ma. Ainsi, les bassins situés au Nord (i.e. Bassin de Lancanjiang) et au Sud (i.e. bassins de Vientiane, Sayabouri, Khorat...) du Bassin de Luang Prabang n'ont à ce jour fait l'objet que d'un nombre limité de travaux qui ont d'ailleurs pointé de nombreuses zones d'ombre sur leur évolution géodynamique au Trias et au Jurassique inférieur. A titre d'exemple, une discordance Jurassique dont l'origine n'est pas connue est décrite dans tous ces bassins. Enfin, des bassins situés à l'Ouest de ceux de Sam Nua et Song Da (c'est-à-dire dans le Sud de la Chine) peuvent également contribuer à comprendre l'évolution du système « Chine du Sud – Indochine – Sibumasu ».

Dans le Sud de la Chine, des bassins continentaux d'âge permo-triasique et enregistrant un volcanisme dont l'origine géodynamique est incertaine (magmatisme

tardi-orogénique lié à la collision Indochine – Chine du Sud ou magmatisme lié à la subduction de la Paléotéthys ou à l’un de ses diverticules, Gao Q. et al., 2013), sont signalés. Des résultats préliminaires obtenus sur ces roches volcano-sédimentaires du Sud de la Chine sont présentés en Annexe 6.

A terme, la comparaison des interactions biosphère – géosphère dans l’ensemble du domaine Téthysien et l’établissement d’un cadre chronologique précis permettra d’analyser le caractère réellement planétaire et le degré de synchronisme de la crise Permien – Trias en environnement terrestre ainsi que les processus de renouvellement de la biosphère au Trias. L’objectif à plus long terme est de quantifier l’importance des chaines triasiques du domaine Est Téthysien dans les changements climatiques pour cette période charnière.

BIBLIOGRAPHIE

A

- Acharyya, S.K., 1998, Break-up of the Greater Indo-Australian continent and accretion of blocks framing South and East Asia: *Journal of Geodynamics*, v. 26, no. 1, p. 149–170.
- Afraneo Hartmann, L., and Santos, J.O.S., 2004, Predominance of high Th/U, magmatic zircon in Brazilian Shield sandstones: *Geology*, v. 32, no. 1, p. 73, doi: 10.1130/G20007.1.
- Algeo, T.J., Ellwood, B., Nguyen, T.K.T., Rowe, H., and Maynard, J.B., 2007, The Permian–Triassic boundary at Nhi Tao, Vietnam: Evidence for recurrent influx of sulfidic watermasses to a shallow-marine carbonate platform: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 252, no. 1-2, p. 304–327, doi: 10.1016/j.palaeo.2006.11.055.
- Ali, J.R., Godfrey Fitton, J., and Herzeberg, C., 2010, Emeishan large igneous province (SW China) and the mantle-plume up-doming hypothesis: *Journal of the Geological Society, London*, v. 167, p. 953–959, doi: 10.1144/0016-76492009-129.
- Allen P.A. and Allen J.R., 2013, *Basin Analysis: Principles and Application to Petroleum Play Assessment* (3rd ed.), Wiley-Blackwell, p. 642.
- Amidon, W.H., Burbank, D.W., and Gehrels, G.E., 2005, Construction of detrital mineral populations: insights from mixing of U-Pb zircon ages in Himalayan rivers: *Basin Research*, v. 17, no. 4, p. 463–485, doi: 10.1111/j.1365-2117.2005.00279.x.
- Andersen, T., 2005, Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation: *Chemical Geology*, v. 216, no. 3-4, p. 249–270, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.11.013.
- Anh, T.V., Pang, K.-N., Chung, S.-L., Lin, H.-M., Hoa, T.T., Anh, T.T., and Yang, H.-J., 2011, The Song Da magmatic suite revisited: A petrologic, geochemical and Sr-Nd isotopic study on picrites, flood basalts and silicic volcanic rocks: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 42, no. 6, p. 1341–1355, doi: 10.1016/j.jseaes.2011.07.020.
- Armstrong-Altrin, J.S., and Verma, S.P., 2005, Critical evaluation of six tectonic setting discrimination diagrams using geochemical data of Neogene sediments from known tectonic settings: *Sedimentary Geology*, v. 177, no. 1-2, p. 115–129, doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.02.004.
- Aubert, D., Stille, P., and Probst, A., 2001, REE fractionation during granite weathering and removal by waters and suspended loads: Sr and Nd isotopic evidence: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 65, no. 3, p. 387–406.

B

- Baggerman, T.D., and DeBari, S.M., 2010, The generation of a diverse suite of Late Pleistocene and Holocene basalt through dacite lavas from the northern Cascade arc at Mount Baker, Washington: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 161, no. 1, p. 75–99, doi: 10.1007/s00410-010-0522-2.
- Baier, J., Audétat, A., and Keppler, H., 2008, The origin of the negative niobium tantalum anomaly in subduction zone magmas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 267, no. 1-2, p. 290–300, doi: 10.1016/j.epsl.2007.11.032.
- Balykin, P.A., Polyakov, G.V., Izokh, A.E., Trong, T., Thi, N., Quoc, T., and Petrova, T.E., 2010, Geochemistry and petrogenesis of Permian ultramafic-mafic complexes of the Jinping – Song Da rift (southeastern Asia): *Russian Geology and Geophysics*, v. 51, no. 6, p. 611–624, doi: 10.1016/j.rgg.2010.0.
- Bao, N.X., Thuc, D.D., Dung, H.T., Bac, N.V., Lam, N.N., Ty, N.V., 2004, *Geology and mineral resources of Van Yen sheet (F-48-XXVII)*, department of geology and minerals of Vietnam, Ha Noi.
- Barley, M.E., Pickard, A.L., Zaw, K., Rak, P., and Doyle, M.G., 2003, Jurassic to Miocene magmatism and metamorphism in the Mogok metamorphic belt and the India-Eurasia collision in Myanmar: *Tectonics*, v. 22, no. 3, p. 1–11, doi: 10.1029/2002TC001398.

- Barr, S.M., and Macdonald, A.S., 1987, Nan River suture zone, northern Thailand: *Geology*, v. 15, no. 10, p. 907–910.
- Barr, S.M., Macdonald, A.S., Dunning, G.R., Ounchanum, P., and Yaowanoyothin, W., 2000, Petrochemistry, U–Pb (zircon) age, and palaeotectonic setting of the Lampang volcanic belt, northern Thailand: *Journal of the Geological Society, London*, v. 157, p. 553–563.
- Barr, S.M., Macdonald, A.S., Ounchanum, P., and Hamilton, M.A., 2006, Age, tectonic setting and regional implications of the Chiang Khong volcanic suite, northern Thailand: *Journal of the Geological Society, London*, v. 163, no. 2005, p. 1037–1046.
- Battail, B., 2009, Late Permian dicynodont fauna from Laos, in Buffetaut, E., Cuny, G., Le Loeuff, J., and Suteethorn, V. eds., *Late Paleozoic and Mesozoic ecosystems in South-East Asia*, The Geological Society, London, Special Publication 315, p. 33–40.
- Bau, M., 1996, Controls on the fractionation of isovalent trace elements in magmatic and aqueous systems : evidence from Y/Ho, Zr/Hf, and lanthanide tetrad effect: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 123, no. 3, p. 323–333, doi: 10.1007/s004100050159.
- Bau, M., Usui, A., Pracejus, B., Mita, N., Kanai, Y., Irber, W., and Dulski, P., 1998, Geochemistry of low-temperature water–rock interaction: evidence from natural waters, andesite, and iron-oxyhydroxide precipitates at Nishiki-numa iron-spring, Hokkaido, Japan: *Chemical Geology*, v. 151, no. 1-4, p. 293–307, doi: 10.1016/S0009-2541(98)00086-2.
- Benton, M.J., Tverdokhlebov, V.P., and Surkov, M.V., 2004, Ecosystem remodelling among vertebrates at the Permian-Triassic boundary in Russia: *Nature*, v. 432, no. 7013, p. 97–100, doi: 10.1038/nature02950.
- Benton, M.J., and Newell, A.J., 2013, Impacts of global warming on Permo-Triassic terrestrial ecosystems: *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2012.12.010.
- Bercovici, A., Bourquin, S., Broutin, J., Steyer, J.-S., Battail, B., Vêran, M., Vacant, R., Khenthavong, B., and Vongphamany, S., 2012, Permian continental paleoenvironments in Southeastern Asia: New insights from the Luang Prabang Basin (Laos): *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 60, p. 197–211, doi: 10.1016/j.jseaes.2012.08.019.
- Bernard, B., van Wyk de Vries, B., and Leyrit, H., 2009, Distinguishing volcanic debris avalanche deposits from their reworked products: the Perrier sequence (French Massif Central): *Bulletin of Volcanology*, v. 71, no. 9, p. 1041–1056, doi: 10.1007/s00445-009-0285-7.
- Berner, R.A., 2005, The carbon and sulfur cycles and atmospheric oxygen from middle Permian to middle Triassic: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 69, no. 13, p. 3211–3217, doi: 10.1016/j.gca.2005.03.021.
- Berthet, J. and Amar-Costesec, A., 2006, *Dictionnaire de Biologie, de Boeck*, p. 1018
- Bilal, B., and Müller, E., 1992, Thermodynamic study of $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ redox reaction in aqueous solutions at elevated temperatures. I: reduction potential and hydrolysis equilibria of Ce^{4+} in HClO_4 : *Zeitschrift für Naturforschung. A, A Journal of physical Sciences*, v. 47a, p. 974–984.
- Blair, T.C., 1999, Sedimentology of the debris-flow-dominated Warm Spring Canyon alluvial fan, Death Valley, California: *Sedimentology*, v. 46, no. 5, p. 941–965.
- Blair, T.C., 2000, Sedimentology and progressive tectonic unconformities of the sheetflood-dominated Hell's Gate alluvial fan, Death Valley, California: *Sedimentary Geology*, v. 132, no. 3-4, p. 233–262, doi: 10.1016/S0037-0738(00)00010-5.
- Blanchard, S., 2011, Cartographie, stratigraphie et pétrographie des séries permo-triasiques du Bassin de Luang Prabang (Laos) : implications géodynamiques: *Mémoire de Master, Géosciences Rennes*, p. 1–25.
- Blanchard, S., Rossignol, C., Bourquin, S., Dabard, M.-P., Hallot, E., Nalpas, T., Poujol, M., Battail, B., Jalil, N.-E., Steyer, J.-S., Vacant, R., Vêran, M., Bercovici, A., Diez, J.B., et al., 2013, Late Triassic volcanic activity in South-East Asia: new stratigraphical, geochronological and paleontological evidence from the Luang Prabang Basin (Laos): *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 70-71, p. 8–26, doi: 10.1016/j.jseaes.2013.02.024.
- Blondel, F., 1929, Etat de nos connaissances en 1929 sur la géologie de l'Indochine française: *Bulletin du Service Géologique de l'Indochine*, v. 18, no. 6, p. 2–17.
- Bodet, F., and Schärer, U., 2000, Evolution of the SE-Asian continent from U–Pb and Hf isotopes in single grains of zircon and baddeleyite from large rivers: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, no. 12, p. 2067–2091.
- Bohrson, W.A., and Reid, M.R., 1997, Genesis of Silicic Peralkaline Volcanic Rocks in an Ocean Island Setting by Crustal Melting and Open-system Processes: Socorro Island, Mexico: *Journal of Petrology*, v. 38, no. 9, p. 1137–1166, doi: 10.1093/petroj/38.9.1137.

- Boonsoong, A., Panjasawatwong, Y., and Metparsopsan, K., 2011, Petrochemistry and tectonic setting of mafic volcanic rocks in the Chon Daen-Wang Pong area, Phetchabun, Thailand: *Island Arc*, v. 20, no. 1, p. 107–124, doi: 10.1111/j.1440-1738.2010.00748.x.
- Bourquin, S., Bercovici, A., López-Gómez, J., Diez, J.B., Broutin, J., Ronchi, A., Durand, M., Arché, A., Linol, B., and Amour, F., 2011, The Permian–Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale: Palaeogeographic maps and geodynamic implications: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 299, no. 1–2, p. 265–280, doi: 10.1016/j.palaeo.2010.11.007.
- Braun, J.-J., Pagel, M., Muller, J.-P., Bilong, P., Michard, A., and Guillet, B., 1990, Cerium anomalies in lateritic profiles: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 54, no. 3, p. 781–795.
- Breecker, D.O., Sharp, Z.D., and McFadden, L.D., 2010, Atmospheric CO₂ concentrations during ancient greenhouse climates were similar to those predicted for A.D. 2100.: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 107, no. 2, p. 576–80, doi: 10.1073/pnas.0902323106.
- Briqueu, L., Bougault, H., and Joron, J.L., 1984, Quantification of Nb, Ta, Ti and V anomalies in magmas associated with subduction zones: petrogenetic implications: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 68, no. 2, p. 297–308.
- Brunnschweiler, R.O., 1970, Contributions to the Post-Silurian geology of Burma (Northern Shan States and Karen State): *Journal of the Geological Society of Australia*, v. 17, no. 1, p. 59–79.
- Bull, S.W., and Cas, R.A.F., 2000, Distinguishing base-surge deposits and volcanoclastic fluvial sediments: an ancient example from the Lower Devonian Snowy River Volcanics, south-eastern Australia: *Sedimentology*, v. 47, no. 1, p. 87–98.
- Bunopas, S., Vella, P., Fontaine, H., Hada, S., Burrett, C.F., Haines, P., Potisat, S., Wongwanich, T., Chaodamrong, P., Howard, K.T., and Khositantont, S., 2001, Growth of Asia in the Late Triassic Continent-Continent Collision of Shan-Thai and Indochina Against South China: *Gondwana Research*, v. 4, no. 4, p. 584–585.
- Bunopas, S., and Khositantont, S., 2002, Did Shan-Thai twice marry Indochina and then India?: A Review: *Bulletin of Earth Sciences of Thailand*, v. 1, no. 1–2, p. 1–27.
- Burrett, C.F., Meffre, S., Lai, C.K., Khositantont, S., Chaodumrong, P., Udchachon, M., Ekins, S., and Halpin, J., 2014, The configuration of Greater Gondwana—Evidence from LA ICPMS, U–Pb geochronology of detrital zircons from the Palaeozoic and Mesozoic of Southeast Asia and China: *Gondwana Research*, v. 26, no. 1, p. 31–51, doi: 10.1016/j.gr.2013.05.020.
- Busby, C., 2005, Possible distinguishing characteristics of very deepwater explosive and effusive silicic volcanism: *Geology*, v. 33, no. 11, p. 845–848, doi: 10.1130/G21216.1.
- Bush, V.A., Gatinskii, Y.G., Elizar, Y.Z., Ivanov, G.M., Kozlov, V.V., Lartsev, V.S., and Sulidi-kondrat'ev, E.D., 1996, New Data on the Tectonics of the Indosinian Massif and the Surrounding Zones: *Geotectonics*, v. 30, no. 1, p. 71–83.

C

- Cai, J.-X., and Zhang, K.-J., 2009, A new model for the Indochina and South China collision during the Late Permian to the Middle Triassic: *Tectonophysics*, v. 467, no. 1–4, p. 35–43, doi: 10.1016/j.tecto.2008.12.003.
- Campbell N.A. and Reece J.B., 2004. *Biologie de Boeck*, p. 1364
- Cann, J.R., 1970, Rb, Sr, Y, Zr and Nb in some ocean floor basaltic rocks: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 10, no. 1, p. 7–11, doi: 10.1016/0012-821X(70)90058-0.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., and Yeghicheyan, D., 2001, Routine Analyses of Trace Elements in Geological Samples using Flow Injection and Low Pressure On-Line Liquid Chromatography Coupled to ICP-MS: A Study of Geochemical Reference Material BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH: *Geostandards Newsletter*, v. 25, no. 2–3, p. 187–198.
- Carter, A., Roques, D., Bristow, C., and Kinny, P., 2001, Understanding Mesozoic accretion in Southeast Asia: Significance of Triassic thermotectonism (Indosinian orogeny) in Vietnam: *Geology*, v. 29, no. 3, p. 211–214, doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<0211:UMISA>2.0.CO;2.
- Cassidy, M., Watt, S.F.L., Palmer, M.R., Trofimovs, J., Symons, W., MacLachlan, S.E., and Stinton, A.J., 2014, Construction of volcanic records from marine sediment cores: A review and case study (Montserrat, West Indies): *Earth-Science Reviews*, v. 138, p. 137–155, doi: 10.1016/j.earscirev.2014.08.008.

- Castillo, P.R., 2012, Adakite petrogenesis: *Lithos*, v. 134-135, p. 304–316, doi: 10.1016/j.lithos.2011.09.013.
- Cawood, P.A., Hawkesworth, C.J., and Dhuime, B., 2012, Detrital zircon record and tectonic setting: *Geology*, v. 40, no. 10, p. 875–878, doi: 10.1130/G32945.1.
- Chang, Z., Vervoort, J.D., McClelland, W.C., and Knaack, C., 2006, U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 7, no. 5, p. 1–14, doi: 10.1029/2005GC001100.
- Chen, C.-H., Hsieh, P.-S., Lee, C.-Y., and Zhou, H.-W., 2011, Two episodes of the Indosinian thermal event on the South China Block: Constraints from LA-ICPMS U-Pb zircon and electron microprobe monazite ages of the Darongshan S-type granitic suite: *Gondwana Research*, v. 19, no. 4, p. 1008–1023, doi: 10.1016/j.gr.2010.10.009.
- Chen, Z., Lin, W., Faure, M., Lepvrier, C., Vuong, N.V., and Tich, V.V., 2014, Geochronology and isotope analysis of the Late Paleozoic to Mesozoic granitoids from northeastern Vietnam and implications for the evolution of the South China block: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 86, p. 131–150, doi: 10.1016/j.jseaes.2013.07.039.
- Chen, Z.-Q., and Benton, M.J., 2012, The timing and pattern of biotic recovery following the end-Permian mass extinction: *Nature Geoscience*, v. 5, no. 6, p. 375–383, doi: 10.1038/ngeo1475.
- Cherniak, D.J., and Watson, E.B., 2001, Pb diffusion in zircon: *Chemical Geology*, v. 172, no. 1-2, p. 5–24.
- Cherniak, D.J., and Watson, E.B., 2003, Diffusion in zircon, in Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O. eds., *Zircon*, Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Washington, DC, United States, p. 113–143.
- Chonglakmani, C., 2001, The Saraburi Group of North-Central Thailand: Implication for Geotectonic Evolution: *Gondwana Research*, v. 4, no. 4, p. 597–598.
- Chonglakmani, C., 2011, Triassic, in Ridd, M.F., Barber, A.J., and Crow, M.J. eds., *The Geology of Thailand*, The Geological Society, London, p. 137–150.
- Chonglakmani, C., and Helmcke, D., 2001, Geodynamic Evolution of Loei and Phetchabun Regions-Does the Discovery of Detrital Chromian Spinel from the Nam Duk Formation (Permian, North-Central Thailand) Provide New Constraint?: *Gondwana Research*, v. 4, no. 3, p. 437–442.
- Chung, S.-L., and Jahn, B.-M., 1995, Plume-lithosphere interaction in generation of the Emeishan flood basalts at the Permian-Triassic boundary: *Geology*, v. 23, no. 10, p. 889, doi: 10.1130/0091-7613(1995)023<0889:PLIIGO>2.3.CO;2.
- Chung, S.-L., Lee, T.-Y., Lo, C.-H., Wang, P.-L., Chen, C.-Y., Yem, N.T., Hoa, T.T., and Wu, G., 1997, Intraplate extension prior to continental extrusion along the Ailao Shan – Red River shear zone: *Geology*, v. 25, no. 4, p. 311–314.
- Chung, S.-L., Liu, D., Ji, J., Chu, M.-F., Lee, H.-Y., Wen, D.-J., Lo, C.-H., Lee, T.-Y., Qian, Q., and Zhang, Q., 2003, Adakites from continental collision zones: Melting of thickened lower crust beneath southern Tibet: *Geology*, v. 31, no. 11, p. 1021, doi: 10.1130/G19796.1.
- Cobbing, E.J., Mallick, D.I.J., Pitfield, P.E.J., and Teoh, L.H., 1986, The granites of the Southeast Asian tin belt: *Journal of the Geological Society*, v. 143, no. 3, p. 537–550.
- Cocks, L.R.M., and Torsvik, T.H., 2013, The dynamic evolution of the Palaeozoic geography of eastern Asia: *Earth-Science Reviews*, v. 117, p. 40–79, doi: 10.1016/j.earscirev.2012.12.001.
- Coleman, D.S., Gray, W., and Glazner, A.F., 2004, Rethinking the emplacement and evolution of zoned plutons: Geochronologic evidence for incremental assembly of the Tuolumne Intrusive Suite, California: *Geology*, v. 32, no. 5, p. 433–436, doi: 10.1130/G20220.1.
- Colgan, J.P., Dumitru, T.A., McWilliams, M., and Miller, E.L., 2006, Timing of Cenozoic volcanism and Basin and Range extension in northwestern Nevada: New constraints from the northern Pine Forest Range: *Geological Society of America Bulletin*, v. 118, no. 1-2, p. 126–139, doi: 10.1130/B25681.1.
- Compton, J.S., White, R.A., and Smith, M., 2003, Rare earth element behavior in soils and salt pan sediments of a semi-arid granitic terrain in the Western Cape, South Africa: *Chemical Geology*, v. 201, no. 3-4, p. 239–255, doi: 10.1016/S0009-2541(03)00239-0.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., and Kinny, P., 2003, Atlas of Zircon Textures, in Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O. eds., *Zircon*, Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Washington, DC, United States, p. 469–500.
- Corfu, F., 2013, A century of U-Pb geochronology: The long quest towards concordance: *Geological Society of America Bulletin*, v. 125, no. 1-2, p. 33–47, doi: 10.1130/B30698.1.
- Cotten, J., Dez, A. Le, Bau, M., and Caroff, M., 1995, Origin of anomalous rare-earth element and yttrium enrichments in subaerially exposed basalts: evidence from French Polynesia: *Chemical Geology*, v. 2541, no. 94, p. 115–138.

- Counillon, M., 1896, Documents pour servir à l'étude géologique des environs de Luang Prabang (Cochinchine): *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences*, Paris, v. 123, p. 1330–1333.
- Cox, K.G., 1989, The role of mantle plumes in the development of continental drainage patterns: *Nature*, v. 342, p. 873–877, doi: 10.1038/342873a0.
- Crow M.J., 2011, Appendix : Radiometric ages of Thailand rocks, in Ridd, M.F., Barber, A.J., and Crow, M.J. eds., *The Geology of Thailand*, The Geological Society, London, p. 593–614.

D

- Davies, J.H., and von Blanckenburg, F., 1995, Slab breakoff: a model of lithosphere detachment and its test in the magmatism and deformation of collisional orogens: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 129, no. 1-4, p. 85–102.
- De Saint Blanquat, M., Horsman, E., Habert, G., Morgan, S., Vanderhaeghe, O., Law, R., and Tikoff, B., 2011, Multiscale magmatic cyclicity, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs: *Tectonophysics*, v. 500, no. 1-4, p. 20–33, doi: 10.1016/j.tecto.2009.12.009.
- Defant, M.J., and Drummond, M.S., 1990, Derivation of some modern arc magmas by melting of young subducted lithosphere: *Nature*, v. 347, p. 662–665.
- Delattre, S., Utsunomiya, S., Ewing, R.C., Boeglin, J.-L., Braun, J.-J., Balan, E., and Calas, G., 2007, Dissolution of radiation-damaged zircon in lateritic soils: *American Mineralogist*, v. 92, no. 11-12, p. 1978–1989, doi: 10.2138/am.2007.2514.
- Deng, J., Wang, Q., Yang, S., Liu, X., Zhang, Q., Yang, L., and Yang, Y., 2010, Genetic relationship between the Emeishan plume and the bauxite deposits in Western Guangxi, China: Constraints from U–Pb and Lu–Hf isotopes of the detrital zircons in bauxite ores: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 37, no. 5-6, p. 412–424, doi: 10.1016/j.jseaes.2009.10.005.
- Denis, E., and Dabard, M.P., 1988, Sandstone petrography and geochemistry of Late Proterozoic sediments of the Armorican Massif (France) - A key to basin development during the Cadomian orogeny: *Precambrian Research*, v. 42, no. 1-2, p. 189–206, doi: 10.1016/0301-9268(88)90017-4.
- Deprat, J., 1915, Les zones plissées intermédiaires entre le Yunnan et le Haut-Tonkin: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 160, p. 640–642.
- Deprat, J., 1916, Sur la structure de la zone interne des nappes préyunnanaïses et sur l'existence de charriages antéouraliens dans le nord du Tonkin: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 162, p. 637–639.
- Deprat, J., 1917, La zone frontale des nappes préyunnanaïses dans les régions de Bao-lac et de Cao-bang: *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences*, v. 165, p. 243–246.
- Dequincey, O., Chabaux, F., Leprun, J.-C., Paquet, H., Clauer, N., and Larque, P., 2006, Lanthanide and trace element mobilization in a lateritic toposequence: inferences from the Kaya laterite in Burkina Faso: *European Journal of Soil Science*, v. 57, no. 6, p. 816–830, doi: 10.1111/j.1365-2389.2005.00773.x.
- Desper, R., and Gascuel, O., 2005, The minimum evolution distance-based approach to phylogenetic inference, in Gascuel, O. ed., *Mathematics of evolution and phylogeny*, Oxford University Press, p. 1–32.
- Dewey, J.F., Pitman, W.C., Ryan, W.B.F., and Bonnin, J., 1973, Plate tectonics and the evolution of the Alpine system: *Geological Society of America Bulletin*, v. 84, no. 10, p. 3137–3180.
- Dickinson, W.R., and Gehrels, G.E., 2009, Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata: A test against a Colorado Plateau Mesozoic database: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 288, no. 1-2, p. 115–125, doi: 10.1016/j.epsl.2009.09.013.
- Dodson, M.H., Compston, W., Williams, I.S., and Wilson, J.F., 1988, A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments: *Journal of the Geological Society*, v. 145, no. 6, p. 977–983.
- Domeier, M., and Torsvik, T.H., 2014, Plate tectonics in the late Paleozoic: *Geoscience Frontiers*, v. 5, no. 3, p. 303–350, doi: 10.1016/j.gsf.2014.01.002.
- Dong, G., Mo, X., Zhao, Z., Zhu, D., Goodman, R.C., Kong, H., and Wang, S., 2013, Zircon U–Pb dating and the petrological and geochemical constraints on Lincang granite in Western Yunnan, China: Implications for the closure of the Paleo-Tethys Ocean: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 62, p. 282–294, doi: 10.1016/j.jseaes.2012.10.003.
- Dover, J.H., 1990, Opinion; Problems of terrane terminology - Causes and effects: *Geology*, v. 18, no. 6, p. 487–488.

- Duan, X.-D., Liu, G.-C., and Feng, Q.-L., 2012, Ladinian Radiolarian fauna from the Changning-Menglian belt and its tectonic significance: *Earth Science - Journal of China University of Geosciences*, v. 37, no. 2, p. 67–72.
- Ducassou, C., 2009, Age et origine des premiers reliefs de la chaîne hercynienne : Le Dévono-Carbonifère du Bassin d'Ancenis: Thèse de l'Université de Rennes 1, Géosciences Rennes.
- Dufour, A., Gadallah, F., Wagner, H.H., Guisan, A., and Buttler, A., 2006, Plant species richness and environmental heterogeneity in a mountain landscape: effects of variability and spatial configuration: *Ecography*, v. 29, no. 4, p. 573–584, doi: 10.1111/j.0906-7590.2006.04605.x.
- Dunning, G.R., Macdonald, A.S., and Barr, S.M., 1995, Zircon and monazite U-Pb dating of the Doi Inthanon core complex, northern Thailand: implications for extension within the Indosinian Orogen: *Tectonophysics*, v. 251, no. 1-4, p. 197–213.
- Duzgoren-Aydin, N., Aydin, A., and Malpas, J., 2002, Re-assessment of chemical weathering indices: case study on pyroclastic rocks of Hong Kong: *Engineering Geology*, v. 63, no. 1-2, p. 99–119, doi: 10.1016/S0013-7952(01)00073-4.

E, F

- El Tabakh, M., and Utha-aroon, C., 1998, Evolution of a Permian carbonate platform to siliciclastic basin: Indochina plate, Thailand: *Sedimentary Geology*, v. 121, no. 1-2, p. 97–119.
- Fan, P.-F., 2000, Accreted terranes and mineral deposits of Indochina: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 18, no. 3, p. 343–350.
- Fan, W., Zhang, C., Wang, Y., Guo, F., and Peng, T., 2008, Geochronology and geochemistry of Permian basalts in western Guangxi Province, Southwest China: Evidence for plume-lithosphere interaction: *Lithos*, v. 102, no. 1-2, p. 218–236, doi: 10.1016/j.lithos.2007.09.019.
- Fan, W., Wang, Y., Zhang, A., Zhang, F., and Zhang, Y., 2010, Permian arc-back-arc basin development along the Ailaoshan tectonic zone: Geochemical, isotopic and geochronological evidence from the Mojiang volcanic rocks, Southwest China: *Lithos*, v. 119, no. 3-4, p. 553–568, doi: 10.1016/j.lithos.2010.08.010.
- Farr, T.G., Rosen, P.A., Caro, E., Crippen, R., Duren, R., Hensley, S., Kobrick, M., Paller, M., Rodriguez, E., Roth, L., Seal, D., Shaffer, S., Shimada, J., Umland, J., et al., 2007, The shuttle radar topography mission: *Reviews of Geophysics*, v. 45, no. 2, p. 1–43.
- Faure, M., Lepvrier, C., Nguyen, V.V., Vu, T.V., Lin, W., and Chen, Z., 2014, The South China block-Indochina collision: where, when, and how?: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 79, p. 260–274, doi: 10.1016/j.jseaes.2013.09.022.
- Fedo, C.M., Sircombe, K.N., and Rainbird, R.H., 2003, Detrital Zircon Analysis of the Sedimentary Record, in Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O. eds., *Zircon*, Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Washington, DC, United States, p. 277–303.
- Feng, Q.-L., Zhang, Z., and Ye, M., 2001, Middle Triassic radiolarian fauna from southwest Yunnan, China: *Micropaleontology*, v. 47, no. 3, p. 173–204.
- Feng, Q.-L., Chonglakmani, C., Helmcke, D., Ingavat-Helmcke, R., and Liu, B., 2002, Middle Triassic radiolarian fauna from Lamphun, Northern Thailand, in *The Symposium on Geology of Thailand*, Bangkok, p. 108–116.
- Feng, Q.-L., Chonglakmani, C., Helmcke, D., and Ingavat-Helmcke, R., 2004, Long-lived Paleotethyan pelagic remnant inside Shan-Thai Block: Evidence from radiolarian biostratigraphy: *Science in China Series D*, v. 47, no. 12, p. 1113, doi: 10.1360/03yd0085.
- Feng, Q.-L., Malila, K., Wongsanan, N., Chonglakmani, C., Helmcke, D., Ingavat-Helmcke, R., and Caridroit, M., 2005a, Permian and Triassic Radiolaria from Northwest Thailand: paleogeographical implications: *Revue de Micropaléontologie*, v. 48, no. 4, p. 237–255, doi: 10.1016/j.revmic.2005.09.004.
- Feng, Q.-L., Chonglakmani, C., Helmcke, D., Ingavat-Helmcke, R., and Liu, B., 2005b, Correlation of Triassic stratigraphy between the Simao and Lampang-Phrae Basins: implications for the tectonopaleogeography of Southeast Asia: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 24, no. 6, p. 777–785, doi: 10.1016/j.jseaes.2004.11.008.
- Ferrari, O.M., Hochard, C., and Stampfli, G.M., 2008, An alternative plate tectonic model for the Palaeozoic–Early Mesozoic Palaeotethyan evolution of Southeast Asia (Northern Thailand–Burma): *Tectonophysics*, v. 451, no. 1-4, p. 346–365, doi: 10.1016/j.tecto.2007.11.065.

- Findlay, R.H., and Trinh, P.T., 1997, The Structural Setting of the Song Ma Region, Vietnam and the Indochina-South China Plate Boundary Problem: *Gondwana Research*, v. 1, no. 1, p. 11–33, doi: 10.1016/S1342-937X(05)70003-4.
- Fontaine, H., 2002, Permian of Southeast Asia: an overview: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 20, no. 6, p. 567–588, doi: 10.1016/S1367-9120(01)00076-1.
- Fontaine, H., Hoang, T.T., Kavinate, S., Suteethorn, V., and Vachard, D., 2013, Upper Permian (Late Changhsingian) marine strata in Nan Province, northern Thailand: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 76, p. 115–119, doi: 10.1016/j.jseaes.2013.01.006.
- Ford, M.T., Grunder, A.L., and Duncan, R.A., 2013, Bimodal volcanism of the High Lava Plains and Northwestern Basin and Range of Oregon: Distribution and tectonic implications of age-progressive rhyolites: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, v. 14, no. 8, p. 2836–2857, doi: 10.1002/ggge.20175.
- Förster, H., 2000, Cerite-(Ce) ant thorian synchysite-(Ce) from the Niederbobritzsch granite, Erzgebirge, Germany: implications for the differential mobility of the LREE and Th during alteration: *The Canadian Mineralogist*, v. 38, no. 1, p. 67–79.
- Fröbisch, J., 2009, Composition and similarity of global anomodont-bearing tetrapod faunas: *Earth-Science Reviews*, v. 95, no. 3-4, p. 119–157, doi: 10.1016/j.earscirev.2009.04.001.
- Fröbisch, J., Angielczyk, K.D., and Sidor, C.A., 2010, The Triassic dicynodont *Komboisia* (Synapsida, Anomodontia) from Antarctica, a refuge from the terrestrial Permian-Triassic mass extinction: *Die Naturwissenschaften*, v. 97, no. 2, p. 187–96, doi: 10.1007/s00114-009-0626-6.
- Fromaget, J. 1929, Note préliminaire sur la stratigraphie des formations secondaires et sur l'âge des mouvements majeurs en Indochine: *Bulletin du service géologique de l'Indochine*, v. 18, no 5, p. 2-34.
- Fromaget, J. 1931, L'antracolithe en Indochine après la régression moscovienne, ses transgressions et sa stratigraphie: *Bulletin du service géologique de l'Indochine*, v. 19, no 2, p. 7-45.
- Fromaget, J., 1933a, Les formations triasiques du Tonkin occidental: *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences, Paris*, v. 197, p. 1236–1238.
- Fromaget, J., 1933b, Sur la présence de la flore à *Gigantopteris nicotinoefoliae* dans le Haut-Laos et sur la stratigraphie des Indosinides: *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences, Paris*, v. 197, p. 341–343.
- Fromaget, J., 1934, Le Trias dans la partie Nord-Ouest du Synclinal de Sam Neua (Tonkin et Laos): *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences, Paris*, v. 199, p. 962–964.
- Fromaget, J., 1935, Sur l'existence du Trias inférieur à faciès océanique au Sud de Luang-Prabang (Laos) et sur la paléogéographie de l'Asie Sud-Orientale à cette époque: *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences, Paris*, v. 201, p. 284–286.

G

- Galbraith, R.F., 1998, The trouble with “probability density” plots of fission track ages: *Radiation Measurements*, v. 29, no. 2, p. 125–131, doi: 10.1016/S1350-4487(97)00247-3.
- Galfetti, T., Bucher, H., Martini, R., Hochuli, P.A., Weissert, H., Crasquin-Soleau, S., Brayard, A., Goudemand, N., Brühwiler, T., and Guodun, K., 2008, Evolution of Early Triassic outer platform paleoenvironments in the Nanpanjiang Basin (South China) and their significance for the biotic recovery: *Sedimentary Geology*, v. 204, no. 1-2, p. 36–60, doi: 10.1016/j.sedgeo.2007.12.008.
- Gallagher, K., Charvin, K., Nielsen, S., Sambridge, M., and Stephenson, J., 2009, Markov chain Monte Carlo (MCMC) sampling methods to determine optimal models, model resolution and model choice for Earth Science problems: *Marine and Petroleum Geology*, v. 26, no. 4, p. 525–535, doi: 10.1016/j.marpetgeo.2009.01.003.
- Gastaldo, R.A., DiMichele, W.A., and Pfefferkorn, H.W., 1997, Out of the Icehouse into the Greenhouse: a late Paleozoic analog for modern global vegetational change: *GSA Today*, v. 6, no. 10, p. 1–7.
- Gao, Q., Zhang, N., Xia, W., Feng, Q., Chen, Z.-Q., Zheng, J., Griffin, W.L., O'Reilly, S.Y., Pearson, N.J., Wang, G., Wu, S., Zhong, W., and Sun, X., 2013, Origin of volcanic ash beds across the Permian–Triassic boundary, Daxiakou, South China: Petrology and U–Pb age, trace elements and Hf-isotope composition of zircon: *Chemical Geology*, v. 360-361, p. 41–53, doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.09.020.
- Geological map of Lao People's Democratic Republic, 1/1 500 000, 1990, United Nations publication.
- Gehrels, G.E., 2000, Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California, in Soreghan, M.J. and Gehrels, G.E. eds., *Paleozoic and Triassic*

- paleogeography and tectonics of western Nevada and northern California, Geological society of America Special Paper 347, Boulder, Colorado, p. 1–17.
- Gehrels, G.E., 2012, Detrital Zircon U-Pb Geochronology: Current Methods and New Opportunities, *in* Busby, C. and Perez, A.A. eds., Recent advances in tectonics of sedimentary basins, Wiley, p. 47–62.
- Gilley, L.D., Harrison, M., Leloup, P.H., Ryerson, F.J., Lovera, O.M., and Wang, J.-H., 2003, Direct dating of left-lateral deformation along the Red River shear zone, China and Vietnam: *Journal of Geophysical Research*, v. 108, no. B2, p. 2127, doi: 10.1029/2001JB001726.
- Gradstein, F.M., Ogg, J.G., Smith, A.G., et al., 2005, A geologic time scale 2004, Cambridge University Press, p. 610

H

- Hancox, P.J., Angielczyk, K.D., and Rubidge, B.S., 2013, Angonisauros and Shansiodon, dicynodonts (Therapsida, Anomodontia) from subzone C of the Cynognathus Assemblage Zone (Middle Triassic) of South Africa: *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 33, no. 3, p. 655–676, doi: 10.1080/02724634.2013.723551.
- Hansen, B.T., and Wemmer, K., 2011, Age and evolution of the basement rocks in Thailand, *in* Ridd, M.F., Barber, A.J., and Crow, M.J. eds., The Geology of Thailand, The Geological Society, London, p. 19–31.
- Hanski, E., Walker, R.J., Huhma, H., Polyakov, G.V., Balykin, P.A., Hoa, T.T., and Phuong, N.T., 2004, Origin of the Permian-Triassic komatiites, northwestern Vietnam: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 147, no. 4, p. 453–469, doi: 10.1007/s00410-004-0567-1.
- Haq, B.U., and Schutter, S.R., 2008, A chronology of Paleozoic sea-level changes: *Science*, v. 322, no. 5898, p. 64–8, doi: 10.1126/science.1161648.
- Hara, H., Wakita, K., Ueno, K., Kamata, Y., Hisada, K.-I., Charusiri, P., Charoentitirat, T., and Chaodumrong, P., 2009, Nature of accretion related to Paleo-Tethys subduction recorded in northern Thailand: Constraints from mélange kinematics and illite crystallinity: *Gondwana Research*, v. 16, no. 2, p. 310–320, doi: 10.1016/j.gr.2009.01.006.
- Hara, H., Kon, Y., Usuki, T., Lan, C.-Y., Kamata, Y., Hisada, K.-I., Ueno, K., Charoentitirat, T., and Charusiri, P., 2013, U-Pb ages of detrital zircons within the Inthanon Zone of the Paleo-Tethyan subduction zone, northern Thailand: New constraints on accretionary age and arc activity: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 74, p. 50–61, doi: 10.1016/j.jseaes.2013.06.006.
- Harris, N.B.W., Pearce, J.A., and Tindle, A.G., 1986, Geochemical characteristics of collision-zone magmatism: Geological Society, London, Special Publications, v. 19, no. 1, p. 67–81, doi: 10.1144/GSL.SP.1986.019.01.04.
- Hastie, A.R., Kerr, A.C., Pearce, J.A., and Mitchell, S.F., 2007, Classification of Altered Volcanic Island Arc Rocks using Immobile Trace Elements: Development of the Th Co Discrimination Diagram: *Journal of Petrology*, v. 48, no. 12, p. 2341–2357, doi: 10.1093/petrology/egm062.
- Hawkesworth, C.J., Turner, S., Gallagher, K., Hunter, A., Bardshaw, T., and Rogers, N., 1995, Calc-alkaline magmatism, lithospheric thinning and extension in the Basin and Range: *Journal of Geophysical Research*, v. 100, no. B7, p. 10,271–10,286.
- Hay, D.C., and Dempster, T.J., 2009a, Zircon alteration, formation and preservation in sandstones: *Sedimentology*, v. 56, no. 7, p. 2175–2191, doi: 10.1111/j.1365-3091.2009.01075.x.
- Hay, D.C., and Dempster, T.J., 2009b, Zircon behaviour during low-temperature metamorphism: *Journal of Petrology*, v. 50, no. 4, p. 571–589, doi: 10.1093/petrology/egp011.
- Helmcke, D., 1985, The Permo-Triassic “Paleotethys” in mainland Southeast-Asia and adjacent parts of China: *Geologische Rundschau*, v. 74, no. 2, p. 215–228.
- Hennig, D., Lehmann, B., Frei, D., Belyatsky, B., Zhao, X.F., Cabral, A.R., Zeng, P.S., Zhou, M.F., and Schmidt, K., 2009, Early Permian seafloor to continental arc magmatism in the eastern Paleo-Tethys: U-Pb age and Nd-Sr isotope data from the southern Lancangjiang zone, Yunnan, China: *Lithos*, v. 113, no. 3–4, p. 408–422, doi: 10.1016/j.lithos.2009.04.031.
- Heppe, K., Helmcke, D., and Wemmer, K., 2007, The Lancang River Zone of southwestern Yunnan, China: A questionable location for the active continental margin of Paleotethys: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 30, no. 5–6, p. 706–720, doi: 10.1016/j.jseaes.2007.04.002.
- Hietpas, J., Samson, S., Moecher, D., and Chakraborty, S., 2011, Enhancing tectonic and provenance information from detrital zircon studies: assessing terrane-scale sampling and grain-scale characterization: *Journal of the Geological Society*, v. 168, no. 2, p. 309–318, doi: 10.1144/0016-76492009-163.

- Hiếu, P.T., Chen, F.-K., Thủy, N.T.B., Cu'ò'ng, N.Q., and Li, S.-Q., 2013, Geochemistry and zircon U–Pb ages and Hf isotopic composition of Permian alkali granitoids of the Phan Si Pan zone in northwestern Vietnam: *Journal of Geodynamics*, v. 69, p. 106–121, doi: 10.1016/j.jog.2012.03.002.
- Hill, I.G., Worden, R.H., and Meighan, I.G., 2000, Yttrium: The immobility-mobility transition during basaltic weathering: *Geology*, v. 28, no. 10, p. 923–926.
- Hilton, J., and Cleal, C.J., 2007, The relationship between Euramerican and Cathaysian tropical floras in the Late Palaeozoic: Palaeobiogeographical and palaeogeographical implications: *Earth-Science Reviews*, v. 85, no. 3-4, p. 85–116, doi: 10.1016/j.earscirev.2007.07.003.
- Hirsch, F., Ishida, K., Kozai, T., and Meesook, A., 2006, The welding of Shan-Thai: *Geosciences Journal*, v. 10, no. 3, p. 195–204.
- Hisada, K.-I., Sugiyama, M., Ueno, K., Charusiri, P., and Arai, S., 2004, Missing ophiolitic rocks along the Mae Yuam Fault as the Gondwana-Tethys divide in north-west Thailand: *The Island Arc*, v. 13, no. 1, p. 119–127, doi: 10.1111/j.1440-1738.2003.00412.x.
- Hoa, T.T., Anh, T.T., Phuong, N.T., Dung, P.T., Anh, T.V., Izokh, A.E., Borisenko, A.S., Lan, C.Y., Chung, S.L., and Lo, C.H., 2008a, Permo-Triassic intermediate-felsic magmatism of the Truong Son belt, eastern margin of Indochina: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 340, no. 2-3, p. 112–126, doi: 10.1016/j.crte.2007.12.002.
- Hoa, T.T., Izokh, A.E., Polyakov, G.V., Borisenko, A.S., Anh, T.T., Balykin, P.A., Phuong, N.T., Rudnev, S.N., Van, V.V., and Nien, B.A., 2008b, Permo-Triassic magmatism and metallogeny of Northern Vietnam in relation to the Emeishan plume: *Russian Geology and Geophysics*, v. 49, no. 7, p. 480–491, doi: 10.1016/j.rgg.2008.06.005.
- Hoorn, C., Wesselingh, F.P., ter Steege, H., Bermudez, M.A., Mora, A., Sevink, J., Sanmartín, I., Sanchez-Meseguer, A., Anderson, C.L., Figueiredo, J.P., Jaramillo, C., Riff, D., Negri, F.R., Hooghiemstra, H., et al., 2010, Amazonia through time: Andean uplift, climate change, landscape evolution, and biodiversity: *Science*, v. 330, no. 6006, p. 927–31, doi: 10.1126/science.1194585.
- Houseman, G., and England, P., 1993, Crustal thickening versus lateral expulsion in the Indian-Asian continental collision: *Journal of Geophysical Research*, v. 98, no. B7, p. 12,233–12,249.
- Houseman, G.A., and Molnar, P., 1997, Gravitational (Rayleigh-Taylor) instability of a layer with non-linear viscosity and convective thinning of continental lithosphere: *Geophysical Journal International*, v. 128, no. 1, p. 125–150, doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb04075.x.
- Hughes, C., and Eastwood, R., 2006, Island radiation on a continental scale: exceptional rates of plant diversification after uplift of the Andes: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 103, no. 27, p. 10334–9, doi: 10.1073/pnas.0601928103.
- Hung, K.T., 2010, Overview of magmatism in northwestern vietnam: *Annales Societatis Geologorum Poloniae*, v. 80, p. 185–226.
- Hurai, V., Paquette, J.-L., Huraiová, M., and Konečný, P., 2010, U–Th–Pb geochronology of zircon and monazite from syenite and pincinite xenoliths in Pliocene alkali basalts of the intra-Carpathian back-arc basin: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 198, no. 3-4, p. 275–287, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.09.012.
- Hutchison, C.S., 1975, Ophiolite in Southeast Asia: *Geological Society of America Bulletin*, v. 86, no. 6, p. 797–806.
- Huyen, D.T., Huu, N.D., Hung, N.H., Truong, D.N., and Ngoc, N.L., 2004, Tai lieu moi ve dia tang va co sinh cac tram yich Trias ha o Tay Bac Bo (New data on stratigraphy and palaeontology of Lower Triassic sediments in West Bac Bo): *TC Dia chat*, A/283, p. 1-9.

I, J

- Intasopa, S., and Dunn, T., 1994, Petrology and Sr–Nd isotopic systems of the basalts and rhyolites, Loei, Thailand: *Journal of Southeast Asian Earth Sciences*, v. 9, no. 1-2, p. 167–180.
- Irmis, R.B., and Whiteside, J.H., 2012, Delayed recovery of non-marine tetrapods after the end-Permian mass extinction tracks global carbon cycle: *Proceedings. Biological sciences/The Royal Society*, v. 279, no. 1732, p. 1310–8, doi: 10.1098/rspb.2011.1895.
- Irvine, T.N., and Baragar, W.R.A., 1971, A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks: *Canadian Journal of Earth Sciences*, v. 8, no. 5, p. 523–548, doi: 10.1139/e71-055.
- Ishida, K., Nanba, A., Hirsch, F., Kozai, T., and Meesook, A., 2006, New micropalaeontological evidence for a Late Triassic Shan-Thai orogeny: *Geosciences Journal*, v. 10, no. 3, p. 181–194.

- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., and Belousova, E.A., 2004, The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U-Pb zircon geochronology: *Chemical Geology*, v. 211, no. 1-2, p. 47–69, doi: 10.1016/j.chemgeo.2004.06.017.
- Jalil, N.-E., 1999, Continental Permian and Triassic vertebrate localities from Algeria and Morocco and their stratigraphical correlations: *Journal of African Earth Sciences*, v. 29, no. 1, p. 219–226.
- Jasra, A., Stephens, D.A., Gallagher, K., and Holmes, C.C., 2006, Bayesian Mixture Modelling in Geochronology via Markov Chain Monte Carlo: *Mathematical Geology*, v. 38, no. 3, p. 269–300, doi: 10.1007/s11004-005-9019-3.
- Jian, P., Liu, D., and Sun, X., 2008, SHRIMP dating of the Permo-Carboniferous Jinshajiang ophiolite, southwestern China: Geochronological constraints for the evolution of Paleo-Tethys: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 32, no. 5-6, p. 371–384, doi: 10.1016/j.jseaes.2007.11.006.
- Jian, P., Liu, D., Kröner, A., Zhang, Q., Wang, Y., Sun, X., and Zhang, W., 2009a, Devonian to Permian plate tectonic cycle of the Paleo-Tethys Orogen in southwest China (I): Geochemistry of ophiolites, arc/back-arc assemblages and within-plate igneous rocks: *Lithos*, v. 113, no. 3-4, p. 748–766, doi: 10.1016/j.lithos.2009.04.004.
- Jian, P., Liu, D., Kröner, A., Zhang, Q., Wang, Y., Sun, X., and Zhang, W., 2009b, Devonian to Permian plate tectonic cycle of the Paleo-Tethys Orogen in southwest China (II): Insights from zircon ages of ophiolites, arc/back-arc assemblages and within-plate igneous rocks and generation of the Emeishan CFB province: *Lithos*, v. 113, no. 3-4, p. 767–784, doi: 10.1016/j.lithos.2009.04.006.
- Jian, X., Guan, P., Zhang, W., and Feng, F., 2013, Geochemistry of Mesozoic and Cenozoic sediments in the northern Qaidam basin, northeastern Tibetan Plateau: Implications for provenance and weathering: *Chemical Geology*, v. 360-361, p. 74–88, doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.10.011.
- Johannesson, K.H., Hawkins, D.L., and Cortés, A., 2006, Do Archean chemical sediments record ancient seawater rare earth element patterns?: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, no. 4, p. 871–890, doi: 10.1016/j.gca.2005.10.013.
- Jolivet M., 2015 (soumis à Gondwana Research), Mesozoic tectonic and topographic evolution of Central Asia and Tibet: a preliminary synthesis:.
- Juteau T. and Maury R., 2008, La croûte océanique : pétrologie et dynamique endogènes, Vuibert, p.470

K

- Kamata, Y., Sashida, K., and Ueno, K., 2002, Triassic radiolarian faunas from the Mae Sariang area, northern Thailand and their paleogeographic significance: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 20, no. 5, p. 491–506.
- Kamata, Y., Ueno, K., Hara, H., Ichise, M., Charoentitirat, T., Charusiri, P., Sardsud, A., and Hisada, K.-I., 2009, Classification of the Sibumasu and Paleo-Tethys tectonic division in Thailand using chert lithofacies: *Island Arc*, v. 18, no. 1, p. 21–31, doi: 10.1111/j.1440-1738.2008.00652.x.
- Kamata, Y., Maezawa, A., Hara, H., Ueno, K., Hisada, K.-I., Sardsud, A., Charoentitirat, T., and Charusiri, P., 2012, Basaltic activity preserved in an Upper Permian radiolarian chert from the Paleo-Tethys in the Inthanon Zone, northern Thailand: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 61, p. 51–61, doi: 10.1016/j.jseaes.2012.08.007.
- Kammerer, C.F., Angielczyk, K.D., and Fröbisch, J., 2011, A comprehensive taxonomic revision of *Dicynodon* (Therapsida, Anomodontia) and its implications for dicynodont phylogeny, biogeography, and biostratigraphy: *Journal of Vertebrate Paleontology*, v. 31, no. 6 (sup1), p. 1–158.
- Kammerer, C.F., Fröbisch, J., and Angielczyk, K.D., 2013, On the validity and phylogenetic position of *Eubrachiosaurus browni*, a kannemeyeriiform dicynodont (Anomodontia) from Triassic North America: *PloS one*, v. 8, no. 5, p. e64203, doi: 10.1371/journal.pone.0064203.
- Kamo, S.L., Czamanske, G.K., and Krogh, T.E., 1996, A minimum U-Pb age for Siberian flood-basalt volcanism: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 60, no. 18, p. 3505–3511.
- Kamvong, T., Meffre, S., Maas, R., Stein, H., and Lai, C.-K., 2014, Adakites in the Truong Son and Loei fold belts, Thailand and Laos: Genesis and implications for geodynamics and metallogeny: *Gondwana Research*, v. 26, no. 1, p. 165–184, doi: 10.1016/j.gr.2013.06.011.
- Kay, R.W., and Kay, S.M., 1993, Delamination and delamination magmatism: *Tectonophysics*, v. 219, no. 1-3, p. 177–189.
- Kelly, N.M., and Harley, S.L., 2005, An integrated microtextural and chemical approach to zircon geochronology: refining the Archaean history of the Napier Complex, east Antarctica: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 149, no. 1, p. 57–84, doi: 10.1007/s00410-004-0635-6.

- Khaldoune F., Jalil N.E., Germain G., Steyer J.-S., 2014, in press: Les vertébrés du Permien et du Trias du Maroc (Bassin d'Argana, Haut Atlas occidental) : fenêtre ouverte sur l'évolution autour de la grande crise fini-paléozoïque. *Mémoires de la Société Géologique de France* 180.
- Khositanont, S., Ounchanum, P., Panjasawatwong, Y., Thanasuthipitak, T., Zaw, K., and Meffre, S., 2007, U-Pb zircon ages and geochemical characteristics of Lampang-Phrae granites; implications for plate tectonic interpretation, *in* Geothai'07 International conference on geology of Thailand: towards sustainable development and sufficiency economy, p. 367–372.
- Khositanont, S., Panjasawatwong, Y., Ounchanum, P., Thanasuthipitak, T., Zaw, K., and Meffre, S., 2008, Petrochemistry and Zircon Age Determination of Loei-Phetchabun Volcanic Rocks, *in* Proceedings of the International Symposia on Geoscience Resources and Environments of Asian Terranes (GREAT 2008), 4th IGCP 516, and 5th APSEG, Bangkok, Thailand, p. 1–7.
- Kidder, D.L., and Worsley, T.R., 2004, Causes and consequences of extreme Permo-Triassic warming to globally equable climate and relation to the Permo-Triassic extinction and recovery: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 203, no. 3-4, p. 207–237, doi: 10.1016/S0031-0182(03)00667-9.
- Kim, H.S., and Ree, J.H., 2013, Permo-Triassic changes in bulk crustal shortening direction during deformation and metamorphism of the Taebaeksan Basin, South Korea using foliation intersection/inflection axes: Implications for tectonic movement at the eastern margin of Eurasia during t. Tectonophysics, v. 587, p. 133–145, doi: 10.1016/j.tecto.2012.08.033.
- Knoll, A.H., Bambach, R.K., Payne, J.L., Pruss, S., and Fischer, W.W., 2007, Paleophysiology and end-Permian mass extinction: Earth and Planetary Science Letters, v. 256, no. 3-4, p. 295–313, doi: 10.1016/j.epsl.2007.02.018.
- Kohn, M.J., and Fremd, T.J., 2008, Miocene tectonics and climate forcing of biodiversity, western United States: Geology, v. 36, no. 10, p. 783, doi: 10.1130/G24928A.1.
- Komatsu, T., Huyen, D.T., and Huu, N.D., 2010, Radiation of Middle Triassic bivalve: Bivalve assemblages characterized by infaunal and semi-infaunal burrowers in a storm- and wave-dominated shelf, An Chau Basin, North Vietnam: Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, v. 291, no. 3-4, p. 190–204, doi: 10.1016/j.palaeo.2010.02.026.
- Košler, J., and Sylvester, P.J., 2003, Present Trends and the Future of Zircon in Geochronology: Laser Ablation ICPMS, *in* Hanchar, J.M. and Hoskin, P.W.O. eds., Zircon, Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Washington, DC, United States, p. 243–275.
- Košler, J., Sláma, J., Belousova, E., Corfu, F., Gehrels, G.E., Gerdes, A., Horstwood, M.S.A., Sircombe, K.N., Sylvester, P.J., Tiepolo, M., Whitehouse, M.J., and Woodhead, J.D., 2013, U-Pb Detrital Zircon Analysis - Results of an Inter-laboratory Comparison: Geostandards and Geoanalytical Research, v. 37, no. 3, p. 243–259, doi: 10.1111/j.1751-908X.2013.00245.x.
- Kurtz, A.C., Derry, L.A., Chadwick, O.A., and Alfano, M.J., 2000, Refractory element mobility in volcanic soils: Geology, v. 28, no. 8, p. 683, doi: 10.1130/0091-7613(2000)28<683:REMIVS>2.0.CO;2.
- Kydonakis, K., Kostopoulos, D., Poujol, M., Brun, J.-P., Papanikolaou, D., and Paquette, J.-L., 2014, The dispersal of the Gondwana Super-fan System in the eastern Mediterranean: New insights from detrital zircon geochronology: Gondwana Research, v. 25, no. 3, p. 1230–1241, doi: 10.1016/j.gr.2013.05.009.

L

- Lacassin, R., Leloup, P.H., Trinh, P.T., and Tapponnier, P., 1998, Unconformity of red sandstones in north Vietnam: field evidence for Indosinian orogeny in northern Indochina?: Terra Nova, v. 10, p. 106–111.
- Lai, C.-K., Meffre, S., Crawford, A.J., Zaw, K., Halpin, J.A., Xue, C.-D., and Salam, A., 2014a, The Central Ailaoshan ophiolite and modern analogs: Gondwana Research, v. 26, no. 1, p. 75–88, doi: 10.1016/j.gr.2013.03.004.
- Lai, C.-K., Meffre, S., Crawford, A.J., Zaw, K., Xue, C.-D., and Halpin, J.A., 2014b, The Western Ailaoshan Volcanic Belts and their SE Asia connection: A new tectonic model for the Eastern Indochina Block: Gondwana Research, v. 26, no. 1, p. 52–74, doi: 10.1016/j.gr.2013.03.003.
- Lai, S., Qin, J., Li, Y., Li, S., and Santosh, M., 2012, Permian high Ti/Y basalts from the eastern part of the Emeishan Large Igneous Province, southwestern China: Petrogenesis and tectonic implications: Journal of Asian Earth Sciences, v. 47, p. 216–230, doi: 10.1016/j.jseaes.2011.07.010.

- Lapierre, H., Basile, C., Berly, T., and Canard, E., 2008, Potassic late orogenic Stephanian volcanism in the Southwest French Massif central (Decazeville, Figeac, Lacapelle-Marival basins): an example for mantle metasomatism along strike-slip faults?: *Bulletin de la Société Géologique de France*, v. 179, no. 5, p. 491–502.
- Lawrence, R.L., Cox, R., Mapes, R.W., and Coleman, D.S., 2011, Hydrodynamic fractionation of zircon age populations: *Geological Society of America Bulletin*, v. 123, no. 1-2, p. 295–305, doi: 10.1130/B30151.1.
- Le Maitre, R. W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M. J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P. A., Schmid, R., Sørensen, H., Woolley, A. R., 2002, *Igneous rocks: A classification and glossary of terms*, Le Maitre, R. W., Ed. (2nd ed.), Cambridge University Press: Cambridge, United Kingdom, p. 236.
- Leloup, P.H., Lacassin, R., Tapponnier, P., Schärer, U., Zhong, D., Liu, X., Zhang, L., Ji, S., and Trinh, P.T., 1995, The Ailao Shan-Red River shear zone (Yunnan, China), Tertiary transform boundary of Indochina: *Tectonophysics*, v. 251, no. 1-4, p. 3–84.
- Lepvrier, C., Maluski, H., Van Vuong, N., Roques, D., Axente, V., and Rangin, C., 1997, Indosinian NW-trending shear zones within the Truong Son belt (Vietnam) ⁴⁰Ar-³⁹Ar Triassic ages and Cretaceous to Cenozoic overprints: *Tectonophysics*, v. 283, no. 1-4, p. 105–127.
- Lepvrier, C., Maluski, H., Tich, V.V., Leyreloup, A., Thi, P.T., and Vuong, N.V., 2004, The Early Triassic Indosinian orogeny in Vietnam (Truong Son Belt and Kontum Massif); implications for the geodynamic evolution of Indochina: *Tectonophysics*, v. 393, no. 1-4, p. 87–118, doi: 10.1016/j.tecto.2004.07.030.
- Lepvrier, C., Vuong, N.V., Maluski, H., Thi, P.T., and Vu, T.V., 2008, Indosinian tectonics in Vietnam: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 340, no. 2-3, p. 94–111, doi: 10.1016/j.crte.2007.10.005.
- Lepvrier, C., and Maluski, H., 2008, L'orogénèse triasique indosinienne en Asie de l'Est: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 340, no. 2-3, p. 75–82, doi: 10.1016/j.crte.2007.12.003.
- Lepvrier, C., 2010, Jacques Depirat et les nappes de charriage du Tonkin: *Travaux du Comité français d'Histoire de la Géologie, COFRHIGEO*, v. 3, no. 24, p. 11–30.
- Lepvrier, C., Faure, M., Van, V.N., Vu, T.V., Lin, W., Trong, T.T., and Hoa, P.T., 2011, North-directed Triassic nappes in Northeastern Vietnam (East Bac Bo): *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 41, no. 1, p. 56–68, doi: 10.1016/j.jseaes.2011.01.002.
- Li, G., Li, C., Ripley, E.M., Kamo, S., and Su, S., 2012, Geochronology, petrology and geochemistry of the Nanlinshan and Banpo mafic-ultramafic intrusions: implications for subduction initiation in the eastern Paleo-Tethys: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 164, no. 5, p. 773–788, doi: 10.1007/s00410-012-0770-4.
- Lin, T.-H., Chung, S.-L., Chiu, H.-Y., Wu, F.-Y., Yeh, M.-W., Searle, M.P., and Iizuka, Y., 2012, Zircon U-Pb and Hf isotope constraints from the Ailao Shan-Red River shear zone on the tectonic and crustal evolution of southwestern China: *Chemical Geology*, v. 291, p. 23–37, doi: 10.1016/j.chemgeo.2011.11.011.
- Linnemann, U., Ouzegane, K., Drareni, A., Hofmann, M., Becker, S., Gärtner, A., and Sagawe, A., 2011, Sands of West Gondwana: An archive of secular magmatism and plate interactions — A case study from the Cambro-Ordovician section of the Tassili Ouan Ahaggar (Algerian Sahara) using U-Pb-LA-ICP-MS detrital zircon ages: *Lithos*, v. 123, no. 1-4, p. 188–203, doi: 10.1016/j.lithos.2011.01.010.
- Liu, F., Wang, F., Liu, P., and Liu, C., 2013, Multiple metamorphic events revealed by zircons from the Diancang Shan-Ailao Shan metamorphic complex, southeastern Tibetan Plateau: *Gondwana Research*, v. 24, no. 1, p. 429–450, doi: 10.1016/j.gr.2012.10.016.
- Liu, H., Wang, Y., Cawood, P.A., Fan, W., Cai, Y., and Xing, X., 2014, Record of Tethyan ocean closure and Indosinian collision along the Ailaoshan suture zone (SW China): *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2013.12.013.
- Liu, J., Tran, M.-D., Tang, Y., Nguyen, Q.-L., Tran, T.-H., Wu, W., Chen, J., Zhang, Z., and Zhao, Z., 2012, Permo-Triassic granitoids in the northern part of the Truong Son belt, NW Vietnam: Geochronology, geochemistry and tectonic implications: *Gondwana Research*, v. 22, no. 2, p. 628–644, doi: 10.1016/j.gr.2011.10.011.
- Long, P.D., Quy, H.H., Cuong, H.M., Quoc, N.K., Tinh, T.H., Tinh, T., 2001, *Geology and mineral resources of Tuyen Quang sheet (F-48-XXII)*, department of geology and minerals of Vietnam, Ha Noi.
- Lovatt Smith, P.F., and Stokes, R.B., 1997, Geology and petroleum potential of the Khorat plateau basin in the Vientiane area of Lao P.D.R.: *Journal of petroleum geology*, v. 20, no. 1, p. 27–50.
- Lowe, D.R., 1982, Sediment gravity flows: II Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents: *Journal of Sedimentary Research*, v. 52, no. 1, p. 279–297.

- Ludwig, K.R., 1998, On the Treatment of Concordant Uranium-Lead Ages: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 62, no. 4, p. 665–676, doi: 10.1016/S0016-7037(98)00059-3.
- Ludwig, K.R., 2012, User's Manual for a geochronological toolkit for Microsoft Excel: Berkeley Geochronological Center, no. special publication n°5, p. 75.
- Ludwig, K.R., and Mundil, R., 2002, Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs, in Goldschmidt Conference Abstract, p. A463.

M

- Maisch, M.W. 2001, Observations on Karoo and Gondwana vertebrates. Part 2: A new skull-reconstruction of *Stahleckeria potens* von Huen, 1935 (Dicynodontia, Middle Triassic) and a reconsideration of Kannemeyeriiform phylogeny: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie*, v. 220(1), p. 127-152.
- Maisch, M.W., and Matzke, A.T., 2014, *Sungeodon kimkraemerae* n. gen. n. sp., the oldest kannemeyeriiform (Therapsida, Dicynodontia) and its implications for the early diversification of large herbivores after the P/T boundary: *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie - Abhandlungen*, v. 272, no. 1, p. 1–12, doi: 10.1127/0077-7749/2014/0394.
- Malfilatre, C., 2012, Mise au point d'une méthodologie analytique d'identification des pierres naturelles de construction: Thèse de l'Université de Rennes 1, Géosciences Rennes.
- Malila, K., Chonglakmani, C., Qinglai, F., and Helmcke, D., 2008, Provenance and Tectonic Setting of the Permian Nam Duk Formation, North-Central Thailand: Implications for Geodynamic Evolution: *ScienceAsia*, v. 34, p. 7–22, doi: 10.2306/scienceasia1513-1874.2008.34.007.
- Malusà, M.G., Carter, A., Limoncelli, M., Villa, I.M., and Garzanti, E., 2013, Bias in detrital zircon geochronology and thermochronometry: *Chemical Geology*, v. 359, p. 90–107, doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.09.016.
- Maluski, H., Lepvrier, C., Jolivet, L., Carter, A., Roques, D., Beyssac, O., Tang, T.T., Thang, N.D., and Avigad, D., 2001, Ar-Ar and fission-track ages in the Song Chay Massif: Early Triassic and Cenozoic tectonics in northern Vietnam: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 19, no. 1-2, p. 233–248.
- Manaka, T., Zaw, K., Meffre, S., Vasconcelos, P., Golding, S., and Cairns, C., 2014, The Ban Houayxai epithermal Au-Ag deposit in the Northern Lao PDR: Mineralization related to the Early Permian arc magmatism of the Truong Son Fold Belt: *Gondwana Research*, v. 26, no. 1, p. 185–197, doi: 10.1016/j.gr.2013.08.024.
- Mansuy, H., 1910, La succession stratigraphique aux environs de Luang-Prabang (Haut-Laos): *Comptes Rendus Hebdomadaires de l'Académie des Sciences, Paris*, v. 151, p. 839–840.
- Manville, V., Németh, K., and Kano, K., 2009, Source to sink: A review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards: *Sedimentary Geology*, v. 220, no. 3-4, p. 136–161, doi: 10.1016/j.sedgeo.2009.04.022.
- Marsh, J.S., 1991, REE fractionation and Ce anomalies in weathered Karoo dolerite: *Chemical Geology*, v. 90, no. 3-4, p. 189–194.
- Martini, R., Zaninetti, L., Cornée, J.-J., Villeneuve, M., Tran, N., and Ta, T.T., 1998, Occurrence of Triassic foraminifers in carbonates deposits from the Ninh Binh Area (North Vietnam): *Compte Rendus de l'Académie des Sciences de Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, v. 326, p. 113–119.
- Marzoli, A., Jourdan, F., Puffer, J.H., Cuppone, T., Tanner, L.H., Weems, R.E., Bertrand, H., Cirilli, S., Bellieni, G., and De Min, A., 2011, Timing and duration of the Central Atlantic magmatic province in the Newark and Culpeper basins, eastern U.S.A.: *Lithos*, v. 122, no. 3-4, p. 175–188, doi: 10.1016/j.lithos.2010.12.013.
- McCuaig, T.C., Kerrich, R., and Xie, Q., 1994, Phosphorus and high field strength element anomalies in Archean high-magnesian magmas as possible indicators of source mineralogy and depth: *Earth and planetary science letters*, v. 124, no. 1-4, p. 221–239.
- McKenna, D.D., and Farrell, B.D., 2006, Tropical forests are both evolutionary cradles and museums of leaf beetle diversity: *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*, v. 103, no. 29, p. 10947–51, doi: 10.1073/pnas.0602712103.
- Meesook, A., and Saengsrirachan, W., 2011, Jurassic, in Ridd, M.F., Barber, A.J., and Crow, M.J. eds., *The Geology of Thailand*, The Geological Society, London, p. 151–168.
- Mendel, M., 2004, Finite Metric Spaces & Their Embeddings: Introduction and Basic Tools: 1–7 p.
- Meschede, M., 1986, A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram: *Chemical Geology*, v. 56, no. 3-4, p. 207–218, doi: 10.1016/0009-2541(86)90004-5.

- Metcalfe, I., 1988, Origin and assembly of south-east Asian continental terranes, *in* Audley-Charles, M.G. and Hallam, A. eds., *Gondwana and Tethys*, The Geological Society, London, Special Publication 37, p. 101–118.
- Metcalfe, I., 2002, Permian tectonic framework and palaeogeography of SE Asia: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 20, no. 6, p. 551–566, doi: 10.1016/S1367-9120(02)00022-6.
- Metcalfe, I., 2009, Comment on “An alternative plate tectonic model for the Palaeozoic–Early Mesozoic Palaeotethyan evolution of Southeast Asia (Northern Thailand–Burma)” by O.M. Ferrari, C. Hochard & G.M. Stampfli, *Tectonophysics* 451, 346–365 (doi:10.1016/j.tecto.2007.11.06: *Tectonophysics*, v. 471, no. 3–4, p. 329–332, doi: 10.1016/j.tecto.2009.01.022.
- Metcalfe, I., 2011a, Tectonic framework and Phanerozoic evolution of Sundaland: *Gondwana Research*, v. 19, no. 1, p. 3–21, doi: 10.1016/j.gr.2010.02.016.
- Metcalfe, I., 2011b, Palaeozoic–Mesozoic history of SE Asia, *in* Hall, R., Cottam, M.A. and Wilson, M.E.J. (eds.), *The South East Asian Gateway: History and tectonics of the Australia–Asia collision*, The Geological Society, London, Special Publications 355, p. 7–35, doi: 10.1144/SP355.2.
- Metcalfe, I., 2012, Changhsingian (Late Permian) conodonts from Son La, northwest Vietnam and their stratigraphic and tectonic implications: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 50, p. 141–149, doi: 10.1016/j.jseaes.2012.01.002.
- Metcalfe, I., 2013a, Gondwana dispersion and Asian accretion: Tectonic and palaeogeographic evolution of eastern Tethys: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 66, p. 1–33, doi: 10.1016/j.jseaes.2012.12.020.
- McLennan, S.M., Hemming, S., McDaniel, D.K., and Hanson, G.N., 1993, Geochemical approaches to sedimentation, provenance, and tectonics, *in* Johnson, M.J. and Basu, A. eds., *Processes controlling the composition of clastics sediments*, Geological society of America Special Paper 284, Boulder, Colorado, p. 21–40.
- Miall, A.D., 1996, *The geology of fluvial deposits*, Springer, p. 582
- Middlemost, E.A.K., 1989, Iron oxidation ratios, norms and the classification of volcanic rocks: *Chemical Geology*, v. 77, no. 1, p. 19–26.
- Middleton, A.W., Förster, H.-J., Uysal, I.T., Golding, S.D., and Rhede, D., 2013, Accessory phases from the Soultz monzogranite, Soultz-sous-Forêts, France: Implications for titanite destabilisation and differential REE, Y and Th mobility in hydrothermal systems: *Chemical Geology*, v. 335, p. 105–117, doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.10.047.
- Mitchell, A.H.G., 1981, Phanerozoic plate boundaries in mainland SE Asia, the Himalayas and Tibet: *Journal of the Geological Society*, v. 138, no. 2, p. 109–122, doi: 10.1144/gsjgs.138.2.0109.
- Mitchell, A., Chung, S.-L., Oo, T., Lin, T.-H., and Hung, C.-H., 2012, Zircon U–Pb ages in Myanmar: Magmatic–metamorphic events and the closure of a neo-Tethys ocean?: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 56, p. 1–23, doi: 10.1016/j.jseaes.2012.04.019.
- Mittelbach, G.G., Schemske, D.W., Cornell, H.V., Allen, A.P., Brown, J.M., Bush, M.B., Harrison, S.P., Hurlbert, A.H., Knowlton, N., Lessios, H.A., McCain, C.M., McCune, A.R., McDade, L.A., McPeck, M.A., et al., 2007, Evolution and the latitudinal diversity gradient: speciation, extinction and biogeography.: *Ecology letters*, v. 10, no. 4, p. 315–31, doi: 10.1111/j.1461-0248.2007.01020.x.
- Moecher, D., and Samson, S., 2006, Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in the detrital zircon record: Implications for sedimentary provenance analysis: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 247, no. 3–4, p. 252–266, doi: 10.1016/j.epsl.2006.04.035.
- Mong, D.M., Canh, L.T., Quang, P.V., Phuc, P.T., Thang, P.X., Lan, U.V., 2004, *Geology and mineral resources of Ninh Binh sheet (F-48-XXXIV)*, department of geology and minerals of Vietnam, Ha Noi.
- Morris, G.A., Larson, P.B., and Hooper, P.R., 2000, “Subduction Style” Magmatism in a Non-subduction Setting: the Colville Igneous Complex, NE Washington State, USA: *Journal of Petrology*, v. 41, no. 1, p. 43–67.
- Morton, A.C., and Hallsworth, C.R., 1999, Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones: *Sedimentary Geology*, v. 124, no. 1–4, p. 3–29, doi: 10.1016/S0037-0738(98)00118-3.
- Mulder, T., and Alexander, J., 2001, The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits: *Sedimentology*, v. 48, no. 2, p. 269–299.
- My, B.P., Hoanh, N.V., Ky, P.V., Tuyet, T.D., 2004, *Geology and mineral resources of Kim Binh – Lao Cai sheet (F-48-VIII and F-48-XIV)*, department of geology and minerals of Vietnam, Ha Noi.

N

- Najman, Y., 2005, The detrital record of orogenesis: A review of approaches and techniques used in the Himalayan sedimentary basins: *Earth-Science Reviews*, v. 74, no. 1-2, p. 1-72, doi: 10.1016/j.earscirev.2005.04.004.
- Nakano, N., Osanai, Y., Minh, N.T., Miyamoto, T., Hayasaka, Y., and Owada, M., 2008, Discovery of high-pressure granulite-facies metamorphism in northern Vietnam: Constraints on the Permo-Triassic Indochinese continental collision tectonics: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 340, no. 2-3, p. 127-138, doi: 10.1016/j.crte.2007.10.013.
- Nakano, N., Osanai, Y., Sajeev, K., Hayasaka, Y., Miyamoto, T., Minh, N.T., Owada, M., and Windley, B., 2010, Triassic eclogite from northern Vietnam: inferences and geological significance: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 28, no. 1, p. 59-76, doi: 10.1111/j.1525-1314.2009.00853.x.
- Nantasini, P., Hauzenberger, C., Liu, X., Krenn, K., Dong, Y., Thöni, M., and Wathanakul, P., 2012, Occurrence of the high grade Thabsila metamorphic complex within the low grade Three Pagodas shear zone, Kanchanaburi Province, western Thailand: Petrology and geochronology: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 60, p. 68-87, doi: 10.1016/j.jseae.2012.07.025.
- Ndjigui, P.-D., Bilong, P., and Bitom, D., 2009, Negative cerium anomalies in the saprolite zone of serpentinite lateritic profiles in the Lomié ultramafic complex, South-East Cameroon: *Journal of African Earth Sciences*, v. 53, no. 1-2, p. 59-69, doi: 10.1016/j.jafrearsci.2008.09.002.
- Nemchin, A.A., and Cawood, P.A., 2005, Discordance of the U-Pb system in detrital zircons: Implication for provenance studies of sedimentary rocks: *Sedimentary Geology*, v. 182, no. 1-4, p. 143-162, doi: 10.1016/j.sedgeo.2005.07.011.

O

- Ohba, T., Matsuoka, K., Kimura, Y., Ishikawa, H., and Fujimaki, H., 2009, Deep Crystallization Differentiation of Arc Tholeiite Basalt Magmas from Northern Honshu Arc, Japan: *Journal of Petrology*, v. 50, no. 6, p. 1025-1046, doi: 10.1093/petrology/egp030.
- Okuzawa, K., Hisada, K., Hara, H., Charusiri, P., and Arai, S., 2009, Basaltic Sandstone from the Loei Suture, Northeast Thailand: *Journal of the geological society of Thailand*, no. 1, p. 1-10.
- Oliver, G., and Prave, A., 2013, Palaeogeography of Late Triassic red-beds in Singapore and the Indosinian Orogeny: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 76, p. 214-224, doi: 10.1016/j.jseae.2013.01.022.
- Oo, T., Hlaing, T., and Htay, N., 2002, Permian of Myanmar: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 20, no. 6, p. 683-689, doi: 10.1016/S1367-9120(01)00074-8.
- Orberger, B., Lorand, J.P., Girardeau, J., Mercier, J.C.C., and Pitragool, S., 1995, Petrogenesis of ultramafic rocks and associated chromitites in the Nan Uttaradit ophiolite, Northern Thailand: *Lithos*, v. 35, no. 3-4, p. 153-182.
- Orton, G.J., 1995, Facies models in volcanic terrains: time's arrow versus time's cycle, *in* Flint, A.G. ed., *Sedimentary facies analysis: International Association of Sedimentologists Special Publication*, v. 22, p. 157-193.
- Orton, G.J., 1996, Volcanic environments, *in* Reading, H.G. (ed.), *Sedimentary Environments: Processes, Facies and Stratigraphy*, Blackwell Science, Oxford, p. 485-567.
- Osanai, Y., Nakano, N., Owada, M., Nam, T.N., Miyamoto, T., Minh, N.T., Nam, N.V., and Tri, T.V., 2008, Collision zone metamorphism in Vietnam and adjacent South-eastern Asia: Proposition for Trans Vietnam Orogenic Belt: *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, v. 103, no. 4, p. 226-241, doi: 10.2465/jmps.080620e.
- Owada, M., Osanai, Y., Nakano, N., Matsushita, T., Tsunogae, T., Toyoshima, T., Binh, P., and Kagami, H., 2007, Crustal anatexis and formation of two types of granitic magmas in the Kontum massif, central Vietnam: Implications for magma processes in collision zones: *Gondwana Research*, v. 12, no. 4, p. 428-437, doi: 10.1016/j.gr.2006.11.001.

P

- Pack, A., Russell, S.S., Shelley, J.M.G., and van Zuilen, M., 2007, Geo- and cosmochemistry of the twin elements yttrium and holmium: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 71, no. 18, p. 4592–4608, doi: 10.1016/j.gca.2007.07.010.
- Panjasawatwong, Y., Zaw, K., Chantaramee, S., Limtrakun, P., and Pirarai, K., 2006, Geochemistry and tectonic setting of the Central Loei volcanic rocks, Pak Chom area, Loei, northeastern Thailand: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 26, no. 1, p. 77–90, doi: 10.1016/j.jseas.2004.09.008.
- Paquette, J.-L., and Le Pennec, J.-L., 2012, 3.8 Ga zircons sampled by Neogene ignimbrite eruptions in Central Anatolia: *Geology*, v. 40, no. 3, p. 239–242, doi: 10.1130/G32472.1.
- Payne, J.L., Lehrmann, D.J., Christensen, S., Wei, J., and Knoll, A.H., 2006, Environmental and Biological Controls on the Initiation and Growth of a Middle Triassic (Anisian) Reef Complex on the Great Bank of Guizhou, Guizhou Province, China: *Palaios*, v. 21, no. 4, p. 325–343, doi: 10.2110/palo.2005.P05-58e.
- Pearce, J.A., and Cann, J.R., 1973, Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses: *Earth and planetary science letters*, v. 19, no. 2, p. 290–300.
- Pearce, J.A., and Gale, G.H., 1977, Identification of ore-deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks: Geological Society, London, Special Publications, v. 7, no. 1, p. 14–24, doi: 10.1144/GSL.SP.1977.007.01.03.
- Pearce, J.A., and Norry, M.J., 1979, Petrogenetic implications of Ti, Zr, Y, and Nb variations in volcanic rocks: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 69, no. 1, p. 33–47, doi: 10.1007/BF00375192.
- Pearce, J.A., Harris, N.B.W., and Tindle, A.G., 1984, Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks: *Journal of Petrology*, v. 25, no. 4, p. 956–983.
- Peng, T., Wang, Y., Fan, W., Liu, D., Shi, Y., and Miao, L., 2006, SHRIMP zircon U-Pb geochronology of early Mesozoic felsic igneous rocks from the southern Lancangjiang and its tectonic implications: *Science in China Series D: Earth Sciences*, v. 49, no. 10, p. 1032–1042, doi: 10.1007/s11430-006-1032-y.
- Peng, T., Wang, Y., Zhao, G., Fan, W., and Peng, B., 2008, Arc-like volcanic rocks from the southern Lancangjiang zone, SW China: Geochronological and geochemical constraints on their petrogenesis and tectonic implications: *Lithos*, v. 102, no. 1-2, p. 358–373, doi: 10.1016/j.lithos.2007.08.012.
- Peng, T., Wilde, S.A., Wang, Y., Fan, W., and Peng, B., 2013, Mid-Triassic felsic igneous rocks from the southern Lancangjiang Zone, SW China: Petrogenesis and implications for the evolution of Paleo-Tethys: *Lithos*, v. 168-169, p. 15–32, doi: 10.1016/j.lithos.2013.01.015.
- Peng, Y., Yu, J., Gao, Y., and Yang, F., 2006, Palynological assemblages of non-marine rocks at the Permian–Triassic boundary, western Guizhou and eastern Yunnan, South China: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 28, no. 4-6, p. 291–305, doi: 10.1016/j.jseas.2005.10.007.
- Phajuy, B., Panjasawatwong, Y., and Osataporn, P., 2005, Preliminary geochemical study of volcanic rocks in the Pang Mayao area, Phrao, Chiang Mai, northern Thailand : tectonic setting of formation: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 24, no. 6, p. 765–776, doi: 10.1016/j.jseas.2004.06.001.
- Posadas, P., Crisci, J.V., and Katinas, L., 2006, Historical biogeography: A review of its basic concepts and critical issues: *Journal of Arid Environments*, v. 66, no. 3, p. 389–403, doi: 10.1016/j.jaridenv.2006.01.004.
- Postma, G., 1990, Depositional architecture and facies of river and fan deltas: a synthesis, in Collella, A. and David, B.P. eds., *Coarse-grained deltas*, International Association of Sedimentology Special Publication, p. 13–28.
- Poujol, M., Jolivet, M. and Ruffet, G., 2014, Quinze années de développements en géochronologie pour les sciences de la Terre : application au territoire français: *Géologues*, v. 180, no. 1, p. 74-78.
- Pritchard, G., Moloney, P., Russell, K., and Whiten, B., 2009, Provenance of sedimentary rocks: MIIS Eprints Archive,, p. 11–24.
- Pullen, A., Kapp, P., Gehrels, G.E., Vervoort, J.D., and Ding, L., 2008, Triassic continental subduction in central Tibet and Mediterranean-style closure of the Paleo-Tethys Ocean: *Geology*, v. 36, no. 5, p. 351–354, doi: 10.1130/G24435A.1.

R

- Racey, A., Love, M.A., Canham, A.C., Goodall, J.G.S., Polachan, S., and Jones, P.D., 1996, Stratigraphy and reservoir potential of the Mesozoic group, NE Thailand Part 1: Stratigraphy and sedimentary evolution: *Journal of petroleum geology*, v. 19, no. 1, p. 5–40.

- Racey A., Stokes, R.B., Lovatt-Smith P. and Love M.A., 1997, Late Jurassic collision in Northern Thailand and the significance of the Khorat Group, The International Conference on Stratigraphy and Tectonic Evolution of South East Asia and the South Pacific, Bangkok, Thailand, p. 412-413.
- Racey, A., 2009, Mesozoic red bed sequences from SE Asia and the significance of the Khorat Group of NE Thailand: Geological Society, London, Special Publications, v. 315, no. 1, p. 41-67, doi: 10.1144/SP315.5.
- Racey, A., and Goodall, J.G.S., 2009, Palynology and stratigraphy of the Mesozoic Khorat Group red bed sequences from Thailand: Geological Society, London, Special Publications, v. 315, no. 1, p. 69-83, doi: 10.1144/SP315.6.
- Rees, P.M., 2002, Land-plant diversity and the end-Permian mass extinction: *Geology*, v. 30, no. 9, p. 827, doi: 10.1130/0091-7613(2002)030<0827:LPDATE>2.0.CO;2.
- Repelin, J., 1923, Sur un fragment de crâne de *Dicynodon* recueilli par H. Counillon dans les environs de Luang Prabang (Haut Laos): *Bulletin du Service Géologique de l'Indochine*, v. 12, p. 1-7.
- Retallack, G.J., 2013, Permian and Triassic greenhouse crises: *Gondwana Research*, v. 24, no. 1, p. 90-103, doi: 10.1016/j.gr.2012.03.003.
- Richards, J.P., and Kerrich, R., 2007, Special Paper: Adakite-like rocks: their diverse origins and questionable role in metallogenesis: *Economic Geology*, v. 102, no. 4, p. 537-576.
- Richter, B., and Fuller, M., 1996, Paleomagnetism of the Sibumasu and Indochina blocks: implications for the extrusion tectonic model, in Hall, R., and Blundell, D. eds., *Tectonic evolution of South East Asia*, The Geological Society, London, Special Publication 106, p. 203-224.
- Ridd, M.F., 1971, South-East Asia as a part of Gondwanaland: *Nature*, v. 234, no. 5331, p. 531-533.
- Ridd, M.F., 2012, The role of strike-slip faults in the displacement of the Palaeotethys suture zone in Southeast Thailand: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 51, p. 63-84, doi: 10.1016/j.jseas.2012.01.018.
- Ridd, M.F., 2014, East flank of the Sibumasu block in NW Thailand and Myanmar and its possible northward continuation into Yunnan: a review and suggested tectono-stratigraphic interpretation: *Journal of Asian Earth Sciences*, p. 1-15, doi: 10.1016/j.jseas.2014.01.023.
- Roger, F., Jolivet, M., and Malavieille, J., 2010, The tectonic evolution of the Songpan-Garzê (North Tibet) and adjacent areas from Proterozoic to Present: A synthesis: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 39, no. 4, p. 254-269, doi: 10.1016/j.jseas.2010.03.008.
- Roger, F., Maluski, H., Lepvrier, C., Van, V.T., and Paquette, J.-L., 2012, LA-ICPMS zircons U/Pb dating of Permo-Triassic and Cretaceous magmatism in Northern Vietnam – Geodynamical implications: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 48, p. 72-82, doi: 10.1016/j.jseas.2011.12.012.
- Roger, F., Jolivet, M., Maluski, H., Respaut, J.-P., Münch, P., Paquette, J.-L., Tich, V.V., and Vuong, N.V., 2014, Emplacement and cooling of the Dien Bien Phu granitic complex: Implications for the tectonic evolution of the Dien Bien Phu Fault (Truong Son Belt, NW Vietnam): *Gondwana Research*, v. 26, no. 2, p. 785-801, doi: 10.1016/j.gr.2013.07.018.
- Rogers, J.J.W., and Santosh, M., 2003, Supercontinents in Earth history: *Gondwana Research*, v. 6, no. 3, p. 357-368.
- Rollinson H.R., 1993, Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation, Longman Geochemistry Series, p. 384.
- Romano, C., Goudemand, N., Vennemann, T.W., Ware, D., Schneebeli-Harmann, E., Hochuli, P.A., Brühwiler, T., Brinkmann, W., and Bucher, H., 2013, Climatic and biotic upheavals following the end-Permian mass extinction: *Nature Geoscience*, v. 6, no. 1, p. 57-60, doi: 10.1038/ngeo1667.
- Rosen, B.R. and Smith, A.B., 1988, Tectonics from fossils? Analysis of reef-coral and sea-urchin distributions from late Cretaceous to Recent, using a new method, in Audley-Charles, M.G. and Hallam, A. eds., *Gondwana and Tethys*, The Geological Society, London, Special Publication 37, p. 275-306.
- Roser, B.P., and Korsch, R.J., 1986, Determination of tectonic setting of sandstone-mudstone suites using SiO₂ content and K₂O/Na₂O ratio: *The Journal of Geology*, v. 94, no. 5, p. 635-650.
- Roser, B.P., and Korsch, R.J., 1988, Provenance signatures of sandstone-mudstone suites determined using discriminant function of major-element data: *Chemical Geology*, v. 67, no. 1-2, p. 119-139.
- Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U-Pb ages and metamorphism: *Chemical Geology*, v. 184, no. 1-2, p. 123-138, doi: 10.1016/S0009-2541(01)00355-2.
- Rubidge, B.S., Erwin, D.H., Ramezani, J., Bowring, S.A., and de Klerk, W.J., 2013, High-precision temporal calibration of Late Permian vertebrate biostratigraphy: U-Pb zircon constraints from the Karoo Supergroup, South Africa: *Geology*, v. 41, no. 3, p. 363-366, doi: 10.1130/G33622.1.

- Ryan, K.M., and Williams, D.M., 2007, Testing the reliability of discrimination diagrams for determining the tectonic depositional environment of ancient sedimentary basins: *Chemical Geology*, v. 242, no. 1-2, p. 103–125, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.03.013.
- Rygel, M.C., Fielding, C.R., Frank, T.D., and Birgenheier, L.P., 2008, The Magnitude of Late Paleozoic Glacioeustatic Fluctuations: A Synthesis: *Journal of Sedimentary Research*, v. 78, no. 8, p. 500–511, doi: 10.2110/jsr.2008.058.

S

- Saccani, E., 2014, A new method of discriminating different types of post-Archean ophiolitic basalts and their tectonic significance using Th-Nb and Ce-Dy-Yb systematics: *Geoscience Frontiers*, v. in press, doi: 10.1016/j.gsf.2014.03.006.
- Saesaengseerung, D., Sashida, K., and Sardud, A., 2007, Devonian to Triassic radiolarian faunas from northern and northeastern Thailand, in *Geothai'07 International conference on geology of Thailand: towards sustainable development and sufficiency economy*, p. 54–71.
- Saesaengseerung, D., Sashida, K., and Sardud, A., 2008, Discovery of Middle Triassic radiolarian fauna from the Nan area along the Nan-Uttaradit suture zone, northern Thailand: *Paleontological Research*, v. 12, no. 4, p. 397–409.
- Sahney, S., and Benton, M.J., 2008, Recovery from the most profound mass extinction of all time: *Proceedings. Biological sciences/The Royal Society*, v. 275, no. 1636, p. 759–65, doi: 10.1098/rspb.2007.1370.
- Saitou, N., and Nei, M., 1987, The neighbor-joining method: a new method for reconstructing phylogenetic trees: *Molecular biology and evolution*, v. 4, no. 4, p. 406–25.
- Salam, A., Zaw, K., Meffre, S., McPhie, J., and Lai, C.-K., 2014, Geochemistry and geochronology of the Chatree epithermal gold–silver deposit: Implications for the tectonic setting of the Loei Fold Belt, central Thailand: *Gondwana Research*, v. 26, no. 1, p. 198–217, doi: 10.1016/j.gr.2013.10.008.
- Sanematsu, K., Murakami, H., Watanabe, Y., Duangsurigna, S., and Vilayhack, S., 2009, Enrichment of rare earth elements (REE) in granitic rocks and their weathered crusts in central and southern Laos: *Bulletin of the Geological Survey of Japan*, v. 60, no. 11/12, p. 527–558.
- Sanematsu, K., Murakami, H., Duangsurigna, S., Vilayhack, S., Ducan, R.A., and Watanabe, Y., 2010, $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of granitoids from the Truong Son fold belt and Kontum massif in Laos: *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, doi: 10.2465/jmps.091216.
- Sashida, K., Igo, H., Adachi, S., Ueno, K., Kajiwar, Y., Nakornsri, N., and Sardud, A., 2000, Late Permian to Middle Triassic radiolarian faunas from northern Thailand: *Journal of Paleontology*, v. 74, no. 5, p. 798–811.
- Sato, K., Liu, Y., Zhu, Z., Yang, Z., and Otofuj, Y.-I., 1999, Paleomagnetic study of middle Cretaceous rocks from Yunlong, western Yunnan, China: evidence of southward displacement of Indochina: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 165, no. 1, p. 1–15, doi: 10.1016/S0012-821X(98)00257-X.
- Saurin, E., 1950, Etudes géologiques sur la province de Luang Prabang et la délégation de Bun Tai (Haut-Laos): *Bulletin du service géologique de l'Indochine*, v. 29, no 3, p. 4-98.
- Saurin, E., 1962, Luang Prabang Est: Carte géologique du Vietnam, Cambodge, Laos 1:500,000. Service géographique national, Dalat, Vietnam.
- Schmid, R., 1981, Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: Recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks: *Geology*, v. 9, no. 1, p. 41–43.
- Schoch, R.R., Voigt, S., and Buchwitz, M., 2010, A chroniosuchid from the Triassic of Kyrgyzstan and analysis of chroniosuchian relationships: *Zoological Journal of the Linnean Society*, v. 160, no. 3, p. 515–530, doi: 10.1111/j.1096-3642.2009.00613.x.
- Schoene, B., Crowley, J.L., Condon, D.J., Schmitz, M.D., and Bowring, S.A., 2006, Reassessing the uranium decay constants for geochronology using ID-TIMS U–Pb data: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 70, no. 2, p. 426–445, doi: 10.1016/j.gca.2005.09.007.
- Scott, D.J., and St-Onge, M.R., 1995, Constraints on Pb closure temperature in titanite based on rocks from the Ungava orogen, Canada: Implications for U–Pb geochronology and P–T–t path determinations: *Geology*, v. 23, no. 12, p. 1123–1126.
- Searle, M.P., 2006, Role of the Red River Shear zone, Yunnan and Vietnam, in the continental extrusion of SE Asia: *Journal of the Geological Society*, v. 163, no. 6, p. 1025–1036.

- Searle, M.P., Noble, S.R., Cottle, J.M., Waters, D.J., Mitchell, A.H.G., Hlaing, T., and Horstwood, M.S.A., 2007, Tectonic evolution of the Mogok metamorphic belt, Burma (Myanmar) constrained by U-Th-Pb dating of metamorphic and magmatic rocks: *Tectonics*, v. 26, no. 3, p. n/a–n/a, doi: 10.1029/2006TC002083.
- Searle, M.P., Yeh, M.-W., Lin, T.-H., and Chung, S.-L., 2010, Structural constraints on the timing of left-lateral shear along the Red River shear zone in the Ailao Shan and Dianshan Shan Ranges, Yunnan, SW China: *Geosphere*, v. 6, no. 4, p. 316–338, doi: 10.1130/GES00580.1.
- Searle, M.P., Whitehouse, M.J., Robb, J., Ghani, A.A., Hutchison, C.S., Sone, M., Ng, W.-P., Roselee, M.H., Chung, S.-L., and Oliver, G.J.H., 2012, Tectonic evolution of the Sibumasu–Indochina terrane collision zone in Thailand and Malaysia: constraints from new U–Pb zircon chronology of SE Asian tin granitoids: *Journal of the Geological Society, London*, v. 169, no. 1977, p. 489–500, doi: 10.1144/0016-76492011-107.Tectonic.
- Sengör, A.M., 1979, Mid-Mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications: *Nature*, v. 279, no. 5714, p. 590–593.
- Shellnutt, J.G., Zhou, M.-F., Yan, D.-P., and Wang, Y., 2008, Longevity of the Permian Emeishan mantle plume (SW China): 1 Ma, 8 Ma or 18 Ma?: *Geological Magazine*, v. 145, no. 03, p. 373–388, doi: 10.1017/S0016756808004524.
- Shellnutt, J.G., Bhat, G.M., Brookfield, M.E., and Jahn, B.-M., 2011, No link between the Panjal Traps (Kashmir) and the Late Permian mass extinctions: *Geophysical Research Letters*, v. 38, no. 19, p. 1–5, doi: 10.1029/2011GL049032.
- Shellnutt, J.G., and Jahn, B.-M., 2011, Origin of Late Permian Emeishan basaltic rocks from the Panxi region (SW China): Implications for the Ti-classification and spatial-compositional distribution of the Emeishan flood basalts: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, v. 199, no. 1-2, p. 85–95, doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.10.009.
- Shellnutt, J.G., Denyszyn, S.W., and Mundil, R., 2012, Precise age determination of mafic and felsic intrusive rocks from the Permian Emeishan large igneous province (SW China): *Gondwana Research*, v. 22, no. 1, p. 118–126, doi: 10.1016/j.gr.2011.10.009.
- Shen, S., Shi, G.R., and Zongjie, F., 2002, Permian brachiopods from the Baoshan and Simao Blocks in Western Yunnan, China: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 20, no. 6, p. 665–682, doi: 10.1016/S1367-9120(01)00062-1.
- Shen, S.-Z., Crowley, J.L., Wang, Y., Bowring, S.A., Erwin, D.H., Sadler, P.M., Cao, C.-Q., Rothman, D.H., Henderson, C.M., Ramezani, J., Zhang, H., Shen, Y., Wang, X.-D., Wang, W., et al., 2011, Calibrating the end-Permian mass extinction: *Science*, v. 334, no. 6061, p. 1367–72, doi: 10.1126/science.1213454.
- Shervais, J.W., 1982, Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 59, no. 1, p. 101–118, doi: 10.1016/0012-821X(82)90120-0.
- Sheth, H.C., 2007, “Large Igneous Provinces (LIPs)”: Definition, recommended terminology, and a hierarchical classification: *Earth-Science Reviews*, v. 85, no. 3-4, p. 117–124, doi: 10.1016/j.earscirev.2007.07.005.
- Shi, G.R., 2006, The marine Permian of East and Northeast Asia: an overview of biostratigraphy, palaeobiogeography and palaeogeographical implications: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 26, no. 3-4, p. 175–206, doi: 10.1016/j.jseaes.2005.11.004.
- Shore, M., and Fowler, A.D., 1996, Oscillatory zoning in minerals: a common phenomenon: *The Canadian Mineralogist*, v. 34, p. 1111–1126.
- Simons, W.J.F., Socquet, A., Vigny, C., Ambrosius, B.A.C., Haji Abu, S., Promthong, C., Subarya, C., Sarsito, D.A., Matheussen, S., Morgan, P., and Spakman, W., 2007, A decade of GPS in Southeast Asia: Resolving Sundaland motion and boundaries: *Journal of Geophysical Research*, v. 112, no. B6, doi: 10.1029/2005JB003868.
- Sircombe, K.N., 2000, Quantitative comparison of large sets of geochronological data using multivariate analysis: a provenance study example from Australia: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 64, no. 9, p. 1593–1616.
- Sircombe, K.N., and Stern, R.A., 2002, An investigation of artificial biasing in detrital zircon U-Pb geochronology due to magnetic separation in sample preparation: *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 66, no. 13, p. 2379–2397.
- Sircombe, K.N., 2004, AgeDisplay: an EXCEL workbook to evaluate and display univariate geochronological data using binned frequency histograms and probability density distributions: *Computers & Geosciences*, v. 30, no. 1, p. 21–31, doi: 10.1016/j.cageo.2003.09.006.
- Sircombe, K.N., and Hazelton, M.L., 2004, Comparison of detrital zircon age distributions by kernel functional estimation: *Sedimentary Geology*, v. 171, no. 1-4, p. 91–111, doi: 10.1016/j.sedgeo.2004.05.012.

- Sláma, J., Košler, J., Condon, D.J., Crowley, J.L., Gerdes, A., Hanchar, J.M., Horstwood, M.S.A., Morris, G.A., Nasdala, L., Norberg, N., Schaltegger, U., Schoene, B., Tubrett, M.N., and Whitehouse, M.J., 2008, Plešovice zircon — A new natural reference material for U–Pb and Hf isotopic microanalysis: *Chemical Geology*, v. 249, no. 1–2, p. 1–35, doi: 10.1016/j.chemgeo.2007.11.005.
- Sláma, J., and Košler, J., 2012, Effects of sampling and mineral separation on accuracy of detrital zircon studies: *Geochemistry Geophysics Geosystems*, v. 13, no. 5, p. Q05007, doi: 10.1029/2012GC004106.
- Smith, A.B., 1988, Late Palaeozoic biogeography of East Asia and palaeontological constraints on plate tectonic reconstructions: *Philosophical Transactions of the Royal Society A*, v. 326, no. 1598, p. 189–227.
- Smith, R.M.H., and Ward, P.D., 2001, Pattern of vertebrate extinctions across an event bed at the Permian–Triassic boundary in the Karoo Basin of South Africa: *Geology*, v. 29, no. 12, p. 1147–1150, doi: 10.1130/0091-7613(2001)029<1147:POVEAA>2.0.CO;2.
- Smith, R.M.H., and Botha-brink, J., 2014, Anatomy of a mass extinction: Sedimentological and taphonomic evidence for drought-induced die-offs at the Permo–Triassic boundary in the main Karoo Basin, South Africa: *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, v. 396, p. 99–118, doi: 10.1016/j.palaeo.2014.01.002.
- Socquet, A., and Pubellier, M., 2005, Cenozoic deformation in western Yunnan (China–Myanmar border): *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 24, no. 4, p. 495–515, doi: 10.1016/j.jseaes.2004.03.006.
- Sohn, Y.K., Park, K.H., and Yoon, S.-H., 2008, Primary versus secondary and subaerial versus submarine hydrovolcanic deposits in the subsurface of Jeju Island, Korea: *Sedimentology*, v. 55, no. 4, p. 899–924, doi: 10.1111/j.1365-3091.2007.00927.x.
- Sohn, Y.K., and Yoon, S.-H., 2010, Shallow-marine records of pyroclastic surges and fallouts over water in Jeju Island, Korea, and their stratigraphic implications: *Geology*, v. 38, no. 8, p. 763–766, doi: 10.1130/G30952.1.
- Son, P., Thuc, D.D., Thang, N.D., Ty, T.V., 2005, Geology and mineral resources of Muong Kha – Son La sheet (F-48-XXV and F-48-XXVI), department of geology and minerals of Vietnam, Ha Noi.
- Son, T.H., Koeberl, C., Ngoc, N.L., and Huyen, D.T., 2007, The Permian–Triassic boundary sections in northern Vietnam (Nhi Tao and Lung Cam sections): Carbon-isotope excursion and elemental variations indicate major anoxic event: *Palaeoworld*, v. 16, no. 1–3, p. 51–66, doi: 10.1016/j.palwor.2007.05.010.
- Sone, M., and Metcalfe, I., 2008, Parallel Tethyan sutures in mainland Southeast Asia: New insights for Palaeo–Tethys closure and implications for the Indosinian orogeny: *Comptes Rendus Geoscience*, v. 340, no. 2–3, p. 166–179, doi: 10.1016/j.crte.2007.09.008.
- Srichan, W., Crawford, A.J., and Berry, R.F., 2009, Geochemistry and geochronology of Late Triassic volcanic rocks in the Chiang Khong region, northern Thailand: *Island Arc*, v. 18, no. 1, p. 32–51, doi: 10.1111/j.1440-1738.2008.00660.x.
- Srichan, W., Chanthraprasert, S., Phajuy, B., Limtrakun, P., Srithai, B., and Meffre, S., 2010, Geochronology of igneous rocks from the Nan - Wiang Sa area, northern Thailand, in 6th Synopsium of the International Geological Programme Project 516 (IGCP516) Geological Anatomy of East and South Asia, Kuala Lumpur, p. 90–91.
- Stanistreet, I.G., and McCarthy, T.S., 1993, The Okavango Fan and the classification of subaerial fan systems: *Sedimentary Geology*, v. 85, no. 1–4, p. 115–133.
- Steiger, R.H., and Jäger, E., 1977, Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 36, no. 3, p. 359–362.
- Steyer, J.-S., 2009, The geological and palaeontological exploration of Laos; following in the footsteps of J. B. H. Counillon and A. Pavie, in Buffetaut, E., Cuny, G., Le Loeuff, J., and Suteethorn, V. eds., *Late Paleozoic and Mesozoic ecosystems in South-East Asia*, The Geological Society, London, Special Publication 315, p. 25–32.
- Stokes, R.B., Lovatt Smith, P.F., and Soumphonphakdy, K., 1996, Timing of the Shan–Thai–Indochina collision: new evidence from the Pak Lay Foldbelt of the Lao PDR, in Hall, R., and Blundell, D. eds., *Tectonic evolution of South East Asia*, The Geological Society, London, Special Publication 106, p. 225–232.
- Stokes, R.B., 2011, The Late Cimmerian Event in Western Thailand and Central Lao PDR.: *Journal of the geological society of Thailand*, v. 1, p. 25–29.
- Sun, K.-Q., 2006, The Cathaysia Flora and the Mixed Late Permian Cathaysian–Angaran Floras in East Asia: *Journal of Integrative Plant Biology*, v. 48, no. 4, p. 381–389, doi: 10.1111/j.1744-7909.2006.00207.x.

- Sun, S.-S., and McDonough, W.F., 1989, Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes: Geological Society, London, Special Publications, v. 42, no. 1, p. 313–345, doi: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.
- Sun, Y., Joachimski, M.M., Wignall, P.B., Yan, C., Chen, Y., Jiang, H., Wang, L., and Lai, X., 2012, Lethally hot temperatures during the Early Triassic greenhouse: *Science*, v. 338, no. 6105, p. 366–370, doi: 10.1126/science.1224126.

T

- Tamura, K., Peterson, D., Peterson, N., Stecher, G., Nei, M., and Kumar, S., 2011, MEGA5: molecular evolutionary genetics analysis using maximum likelihood, evolutionary distance, and maximum parsimony methods: *Molecular biology and evolution*, v. 28, no. 10, p. 2731–9, doi: 10.1093/molbev/msr121.
- Tandon, S.K., and Narayan, D., 1981, Calcrete conglomerate, case-hardened conglomerate and cornstone - a comparative account of pedogenic and non-pedogenic carbonates from the continental Siwalik Group, Punjab, India: *Sedimentology*, v. 28, p. 353–367.
- Tapponnier, P., Peltzer, G., Le Dain, A.Y., Armijo, R., and Cobbold, P., 1982, Propagating extrusion tectonics in Asia: New insights from experiments with plasticine: *Geology*, v. 10, p. 611–616.
- Teipel, U., Eichhorn, R., Loth, G., Rohrmüller, J., Höll, R., and Kennedy, A., 2004, U-Pb SHRIMP and Nd isotopic data from the western Bohemian Massif (Bayerischer Wald, Germany): Implications for Upper Vendian and Lower Ordovician magmatism: *International Journal of Earth Sciences*, v. 93, no. 5, p. 782–801, doi: 10.1007/s00531-004-0419-2.
- Thanh, T.-D., Janvier, P., and Phuong, T.H., 1996, Fish suggests continental connections between the Indochina and South China blocks in Middle Devonian time: *Geology*, v. 24, no. 6, p. 571–574.
- Thanh, T.D., 2007, On some significant unconformities in the Paleozoic and Mesozoic stratigraphy of North Viet Nam: *VNU Journal of Science, Earth Sciences*, v. 23, p. 137–146.
- Thanh, N.X., Tu, M.T., Itaya, T., and Kwon, S., 2011, Chromian-spinel compositions from the Bo Xinh ultramafics, Northern Vietnam: Implications on tectonic evolution of the Indochina block: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 42, no. 3, p. 258–267, doi: 10.1016/j.jseaes.2011.02.004.
- Thanh T.-D., and Khuc, V., 2012, *Stratigraphic Units of Vietnam* (2nd ed), Vietnam National University Publisher, Hanoi, p. 554
- Thanh, N.X., Hai, T.T., Hoang, N., Lan, V.Q., Kwon, S., Itaya, T., and Santosh, M., 2014, Backarc mafic-ultramafic magmatism in Northeastern Vietnam and its regional tectonic significance: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 90, p. 45–60, doi: 10.1016/j.jseaes.2014.04.001.
- Thassanapak, H., Feng, Q.-L., Grant-Mackie, J., Chonglakmani, C., and Thane, N., 2011, Middle Triassic radiolarian faunas from Chiang Dao, Northern Thailand: *Palaeoworld*, v. 20, no. 2-3, p. 179–202, doi: 10.1016/j.palwor.2010.11.001.
- Thomas, W.A., 2011, Detrital-zircon geochronology and sedimentary provenance: *Lithosphere*, v. 3, no. 4, p. 304–308, doi: 10.1130/RF.L001.1.
- Tiepolo, M., 2003, In situ Pb geochronology of zircon with laser ablation–inductively coupled plasma–sector field mass spectrometry: *Chemical Geology*, v. 199, no. 1-2, p. 159–177, doi: 10.1016/S0009-2541(03)00083-4.
- Tri T.V., and Khuc V., 2011, *Geology and Earth Resources of Vietnam*, Publishing House for Science and Technology, Hanoi, p.646
- Trung, N.M., Tsujimori, T., and Itaya, T., 2006, Honvong serpentinite body of the Song Ma fault zone, Northern Vietnam: A remnant of oceanic lithosphere within the Indochina–South China suture: *Gondwana Research*, v. 9, no. 1-2, p. 225–230, doi: 10.1016/j.gr.2005.06.012.
- Trung, N.M., Nuong, N.D., and Itaya, T., 2007, Rb-Sr Isochron and K-Ar ages of igneous rocks from the Samnua Depression Zone in Northern Vietnam: *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, v. 102, no. 2, p. 86–92, doi: 10.2465/jmps.060628.
- Tuyet, T.D., Thong, A.V., Hung, N.B., Hoi, N.V., Duong, P.V., 2005, *Geology and mineral resources of Phong Sa Ly – Dien Bien Phu sheet (F-48-XIX and F-48-XX)*, department of geology and minerals of Vietnam, Ha Noi.

U, V

- Ueno, K., and Hisada, K., 2001, The Nan-Uttaradit-Sa Kao Suture as a Main Paleo-Tethyan Suture in Thailand: Is it Real?: *Gondwana Research*, v. 4, no. 4, p. 804–806.
- Verma, S.P., Torres-Alvarado, I.S., and Sotelo-Rodriguez, Z.T., 2002, SINCLAS: standard igneous norm and volcanic rock classification system: *Computers & Geosciences*, v. 28, no. 5, p. 711–715.
- Verma, S.P., Guevara, M., and Agrawal, S., 2006, Discriminating four tectonic settings: Five new geochemical diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks based on log – ratio transformation of major-element data: *Journal of Earth System Science*, v. 115, no. 5, p. 485–528, doi: 10.1007/BF02702907.
- Verma, S.P., and Agrawal, S., 2011, New tectonic discrimination diagrams for basic and ultrabasic volcanic rocks through log-transformed ratios of high field strength elements and implications for petrogenetic processes: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 28, no. 1, p. 24–44.
- Verma, S.P., and Armstrong-Altrin, J.S., 2013, New multi-dimensional diagrams for tectonic discrimination of siliciclastic sediments and their application to Precambrian basins: *Chemical Geology*, v. 355, p. 117–133, doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.07.014.
- Verma, S.P., Pandarinath, K., Verma, S.K., and Agrawal, S., 2013, Fifteen new discriminant-function-based multi-dimensional robust diagrams for acid rocks and their application to Precambrian rocks: *Lithos*, v. 168–169, p. 113–123, doi: 10.1016/j.lithos.2013.01.014.
- Verma, S.P., and Verma, S.K., 2013, First 15 probability-based multidimensional tectonic discrimination diagrams for intermediate magmas and their robustness against postemplacement compositional changes and petrogenetic processes: *Turkish Journal of Earth Sciences*, v. 22, no. 6, p. 931–995, doi: 10.3906/yer-1204-6.
- Vermeesch, P., 2004, How many grains are needed for a provenance study?: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 224, no. 3–4, p. 441–451, doi: 10.1016/j.epsl.2004.05.037.
- Vermeesch, P., 2012, On the visualisation of detrital age distributions: *Chemical Geology*, v. 312–313, p. 190–194, doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.04.021.
- Vermeesch, P., 2013, Multi-sample comparison of detrital age distributions: *Chemical Geology*, v. 341, p. 140–146, doi: 10.1016/j.chemgeo.2013.01.010.
- Vương, N.V., Hansen, B.T., Wemmer, K., Lepvrier, C., Tích, V.V., and Thắng, T.T., 2013, U/Pb and Sm/Nd dating on ophiolitic rocks of the Song Ma suture zone (northern Vietnam): Evidence for upper Paleozoic paleotethyan lithospheric remnants: *Journal of Geodynamics*, v. 69, p. 140–147, doi: 10.1016/j.jog.2012.04.003.

W

- Waite, R.B., 2007, Primary volcanoclastic rocks: Comment and Reply: *Geology*, v. 35, no. 1, p. e141–e141, doi: 10.1130/G23685C.1.
- Wakita, K., and Metcalfe, I., 2005, Ocean Plate Stratigraphy in East and Southeast Asia: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 24, no. 6, p. 679–702, doi: 10.1016/j.jseas.2004.04.004.
- Wang, B., Wang, L., Chen, J., Yin, F., Wang, D., Zhang, W., Chen, L., and Liu, H., 2014, Triassic three-stage collision in the Paleo-Tethys: Constraints from magmatism in the Jiangda–Deqen–Weixi continental margin arc, SW China: *Gondwana Research*, v. 26, no. 2, p. 475–491, doi: 10.1016/j.gr.2013.07.023.
- Wang, X., Metcalfe, I., Jian, P., He, L., and Wang, C., 2000, The Jinshajiang–Ailaoshan Suture Zone, China: tectonostratigraphy, age and evolution: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 18, no. 6, p. 675–690.
- Wang, Y., Zhang, A., Fan, W., Peng, T., Zhang, F., Zhang, Y., and Bi, X., 2010, Petrogenesis of late Triassic post-collisional basaltic rocks of the Lancangjiang tectonic zone, southwest China, and tectonic implications for the evolution of the eastern Paleotethys: *Geochronological and geochemical constraints: Lithos*, v. 120, no. 3–4, p. 529–546, doi: 10.1016/j.lithos.2010.09.012.
- Wang, Y., Zhang, F., Fan, W., Zhang, G., Chen, S., Cawood, P.A., and Zhang, A., 2010, Tectonic setting of the South China Block in the early Paleozoic: Resolving intracontinental and ocean closure models from detrital zircon U–Pb geochronology: *Tectonics*, v. 29, no. 6, p. 1–16, doi: 10.1029/2010TC002750.s
- Wang, Y., Fan, W., Zhang, G., and Zhang, Y., 2013, Phanerozoic tectonics of the South China Block: Key observations and controversies: *Gondwana Research*, v. 23, no. 4, p. 1273–1305, doi: 10.1016/j.gr.2012.02.019.

- Wang, Q., Deng, J., Li, C., Li, G., Yu, L., and Qiao, L., 2014, The boundary between the Simao and Yangtze blocks and their locations in Gondwana and Rodinia: Constraints from detrital and inherited zircons: *Gondwana Research*, doi: 10.1016/j.gr.2013.10.002.
- Ward, P.D., Montgomery, D.R., and Smith, R., 2000, Altered River Morphology in South Africa Related to the Permian-Triassic Extinction: *Science*, v. 289, no. 5485, p. 1740–1743, doi: 10.1126/science.289.5485.1740.
- Ward, P.D., Botha, J., Buick, R., De Kock, M.O., Erwin, D.H., Garrison, G.H., Kirschvink, J.L., and Smith, R., 2005, Abrupt and gradual extinction among Late Permian land vertebrates in the Karoo Basin, South Africa: *Science*, v. 307, no. 5710, p. 709–714, doi: 10.1126/science.1110443.
- Ward, P.D., Buick, R., and Erwin, D.H., 2005, Response to Comment on “Abrupt and Gradual Extinction Among Late Permian Land Vertebrates in the Karoo Basin, South Africa:” *Science*, v. 308, no. 5727, p. 1413c–1413c, doi: 10.1126/science.1110538.
- Warren, B.H., Strasberg, D., Bruggemann, J.H., Prys-Jones, R.P., and Thébaud, C., 2010, Why does the biota of the Madagascar region have such a strong Asiatic flavour?: *Cladistics*, v. 26, no. 5, p. 526–538, doi: 10.1111/j.1096-0031.2009.00300.x.
- Weidlich, O., Kiessling, W., and Flügel, E., 2003, Permian-Triassic boundary interval as a model for forcing marine ecosystem collapse by long-term atmospheric oxygen drop: *Geology*, v. 31, no. 11, p. 961–964.
- Wendt, I., and Carl, C., 1991, The statistical distribution of the mean squared weighted deviation: *Chemical Geology*, v. 86, no. 4, p. 275–285.
- Wetherill, G.W., 1956, Discordant Uranium-Lead ages: *Transactions, American Geophysical Union*, v. 37, no. 3, p. 320–326.
- Whalen, J.B., Currie, K.L., and Chappell, B.W., 1987, A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis: *Contributions to Mineralogy and Petrology*, v. 95, no. 4, p. 407–419.
- White, J.D.L., and Houghton, B.F., 2006, Primary volcanoclastic rocks: *Geology*, v. 34, no. 8, p. 677–680, doi: 10.1130/G22346.1.
- White, L.T., and Ireland, T.R., 2012, High-uranium matrix effect in zircon and its implications for SHRIMP U–Pb age determinations: *Chemical Geology*, v. 306–307, p. 78–91, doi: 10.1016/j.chemgeo.2012.02.025.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F, Griffin W.L., Meier M., Oberli F., von Quadt A., Roddick J.C. and Spiegel W., 1995, Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses : *Geostandards Newsletter*, v. 19, p. 1–23.
- Wilson, J.T., 1963, Hypothesis of earth's behaviour: *Nature*, v. 198, no. 4884, p. 925–929.
- Winchester, J.A., and Floyd, P.A., 1977, Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements: *Chemical geology*, v. 20, p. 325–343.
- Winkel, R., Ingavat, R., Helmcke, D., 1983, Facies and stratigraphy of the Lower-lower middle Permian strata of the Petchabun fold-belt in central Thailand: *Workshop on stratigraphic correlation of Thailand and Malaysia*, p. 293–306.
- Wood, D.A., 1980, diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province: *Earth and planetary science letters*, v. 50, no. 1, p. 11–30.
- Wright, V.P., 1983, A rendzina from the Lower Carboniferous of South Wales: *Sedimentology*, v. 30, no. 2, p. 159–179.
- Wu, G., Zhong, D., Zhang, Q., and Ji, J., 1999, Babu-Phu Ngu Ophiolites: a geological record of Paleotethyan ocean bordering China: *Gondwana Research*, v. 2, no. 4, p. 554–557.
- Wu, H., Boulter, C.A., Ke, B., Stow, D.A.V., and Wang, Z., 1995, The Changning-Menglian suture zone; a segment of the major Cathaysian-Gondwana divide in Southeast Asia: *Tectonophysics*, v. 242, no. 3–4, p. 267–280, doi: 10.1016/0040-1951(94)00210-Z.
- Wu, H., Boulter, C.A., Ke, B., Stow, D.A.V., and Wang, Z., 1998, The Changning-Menglian suture zone; a segment of the major Cathaysian-Gondwana divide in Southeast Asia — Reply: *Tectonophysics*, v. 290, no. 3–4, p. 322–323, doi: 10.1016/S0040-1951(98)00020-1.

X, Y

- Xiong, C., and Wang, Q., 2011, Permian–Triassic land-plant diversity in South China: Was there a mass extinction at the Permian/Triassic boundary?: *Paleobiology*, v. 37, no. 1, p. 157–167, doi: 10.1666/09029.1.

- Xu, J.-F., and Castillo, P.R., 2004, Geochemical and Nd–Pb isotopic characteristics of the Tethyan asthenosphere: implications for the origin of the Indian Ocean mantle domain: *Tectonophysics*, v. 393, no. 1-4, p. 9–27, doi: 10.1016/j.tecto.2004.07.028.
- Yan, D.-P., Zhou, M.-F., Wang, C.Y., and Xia, B., 2006, Structural and geochronological constraints on the tectonic evolution of the Dulong-Song Chay tectonic dome in Yunnan province, SW China: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 28, no. 4-6, p. 332–353, doi: 10.1016/j.jseas.2005.10.011.
- Yan, Q., Wang, Z., Liu, S., Li, Q., Zhang, H., Wang, T., Liu, D., Shi, Y., Jian, P., Wang, J., Zhang, D., and Zhao, J., 2005, Opening of the Tethys in southwest China and its significance to the breakup of East Gondwanaland in late Paleozoic: Evidence from SHRIMP U–Pb zircon analyses for the Garzê ophiolite block: *Chinese Science Bulletin*, v. 50, no. 3, p. 256–264, doi: 10.1360/04wd0303.
- Yang, J., Cawood, P.A., Du, Y., Huang, H., and Tao, P., 2012, Large Igneous Province and magmatic arc sourced Permian–Triassic volcanogenic sediments in China: *Sedimentary Geology*, v. 261-262, p. 120–131, doi: 10.1016/j.sedgeo.2012.03.018.
- Yang, Z., and Besse, J., 1993, Paleomagnetic study of Permian and Mesozoic sedimentary rocks from Northern Thailand supports the extrusion model for Indochina: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 117, no. 3-4, p. 525–552, doi: 10.1016/0012-821X(93)90101-E.
- Yu, J., Peng, Y., Zhang, S., Yang, F., Zhao, Q., and Huang, Q., 2007, Terrestrial events across the Permian–Triassic boundary along the Yunnan–Guizhou border, SW China: *Global and Planetary Change*, v. 55, no. 1-3, p. 193–208, doi: 10.1016/j.gloplacha.2006.06.013.
- Yu, J., Broutin, J., Huang, Q., and Grauvogel-Stamm, L., 2010, *Annalepis*, a pioneering lycopsid genus in the recovery of the Triassic land flora in South China: *Comptes Rendus Palevol*, v. 9, no. 8, p. 479–486, doi: 10.1016/j.crpv.2010.09.004.
- Yumul, G.P., Zhou, M.-F., Wang, C.Y., Zhao, T.-P., and Dimalanta, C.B., 2008, Geology and geochemistry of the Shuanggou ophiolite (Ailao Shan ophiolitic belt), Yunnan Province, SW China: Evidence for a slow-spreading oceanic basin origin: *Journal of Asian Earth Sciences*, v. 32, no. 5-6, p. 385–395, doi: 10.1016/j.jseas.2007.11.007.

Z

- Zahirovic, S., Seton, M., and Müller, R.D., 2014, The Cretaceous and Cenozoic tectonic evolution of Southeast Asia: *Solid Earth*, v. 5, no. 1, p. 227–273, doi: 10.5194/se-5-227-2014.
- Zaw, K., Meffre, S., Lai, C.-K., Burrett, C.F., Santosh, M., Graham, I., Manaka, T., Salam, A., Kamvong, T., and Cromie, P., 2014, Tectonics and metallogeny of mainland Southeast Asia — A review and contribution: *Gondwana Research*, v. 26, no. 1, p. 5–30, doi: 10.1016/j.gr.2013.10.010.
- Żelaźniewicz, A., Hòà, T.T., and Larionov, A.N., 2013, The significance of geological and zircon age data derived from the wall rocks of the Ailao Shan–Red River Shear Zone, NW Vietnam: *Journal of Geodynamics*, v. 69, p. 122–139, doi: 10.1016/j.jog.2012.04.002.
- Zhang, C.-L., Li, Z.-X., Li, X.-H., Xu, Y.-G., Zhou, G., and Ye, H.-M., 2010, A Permian large igneous province in Tarim and Central Asian orogenic belt, NW China: Results of a ca. 275 Ma mantle plume?: *Geological Society of America Bulletin*, v. 122, no. 11-12, p. 2020–2040, doi: 10.1130/B30007.1.
- Zhang, K.-J., 1998, The Changning–Menglian suture zone: a segment of the major Cathaysian–Gondwana divide in Southeast Asia — Comment: *Tectonophysics*, v. 290, no. 3-4, p. 319–321, doi: 10.1016/S0040-1951(98)00019-5.
- Zhang, R.Y., Lo, C.-H., Chung, S.-L., Grove, M., Omori, S., Iizuka, Y., Liou, J.G., and Tri, T.V., 2013, Origin and Tectonic Implication of Ophiolite and Eclogite in the Song Ma Suture Zone between the South China and Indochina Blocks: *Journal of Metamorphic Geology*, v. 31, no. 1, p. 49–62, doi: 10.1111/jmg.12012.
- Zhang, R.Y., Lo, C.-H., Li, X.-H., Chung, S.-L., Anh, T.T., and Tri, T.V., 2014, U–Pb dating and tectonic implication of ophiolite and metabasite from the Song Ma suture zone, northern Vietnam: *American Journal of Science*, v. 314, no. 2, p. 649–678, doi: 10.2475/02.2014.07.
- Zhang, Z., Feng, Q.-L., Shi, W., and Zhang, S., 1999, Preliminary studies of Triassic radiolarians from Muyinhe Formation in southwest Yunnan, China, *in* *Proceedings of the International Conference on Pangea and the Paleozoic–Mesozoic Transition* 6, p. 74–78.
- Zhong, D., Wu, G., Ji, J., Zhang, Q., and Ding, L., 1999, Discovery of ophiolite in southeast Yunnan, China: *Chinese Science Bulletin*, v. 44, no. 1, p. 36–44.
- Zhou, M.-F., Malpas, J., Song, X.-Y., Robinson, P.T., Sun, M., Kennedy, A.K., Leshner, C.M., and Keays, R.R., 2002, A temporal link between the Emeishan large igneous province (SW China) and the end-

Guadalupian mass extinction: *Earth and Planetary Science Letters*, v. 196, no. 3-4, p. 113–122, doi: 10.1016/S0012-821X(01)00608-2.

ANNEXES

Annexe 1. Introduction et Chapitre 1.....	327
Annexe 1.0. Carte de l'Asie du Sud Est.....	327
Annexe 1.1. Compilation des âges U-Pb sur zircon en Asie du Sud Est entre le Permien inférieur et le Trias supérieur	328
Annexe 2. Chapitre 2	329
Annexe 2.1. Limites de détection et incertitudes sur les analyses géochimiques	329
Annexe 2.2. Fiabilité de quelques diagrammes géochimiques usuels	331
Annexe 2.3. Résultats des tests des diagrammes de Verma et al. dans différents contextes tectoniques	333
Annexe 2.4. Ages des standards secondaires.....	335
Annexe 2.5. Calcul des concentrations en U, Th et Pb dans les zircons analysés.....	335
Annexe 2.6. Non respect de l'inégalité triangulaire par les pseudo-distances 1-similarité et 1-recouvrement	336
Annexe 2.7. Programme utilisé pour comparer les distributions d'âges	337
Annexe 2.8. Biais naturels et analytiques dans les distributions d'âges.....	337
2.8.1. Stratégie d'échantillonnage et distribution d'âge.....	337
2.8.2. Corrélations stratigraphiques à partir des distributions d'âge.....	338
Annexe 3. Chapitre 3	339
Annexe 3.1. Late Triassic volcanic activity in South-East Asia: New stratigraphical, geochronological and paleontological evidence from the Luang Prabang Basin (Laos).....	339
Annexe 3.2. Résultats analytiques des datations LA-ICP-MS – Bassin de Luang Prabang ..	359
Annexe 3.3. Données géochimiques – Bassin de Luang Prabang	375
Annexe 3.4. Anomalies en Cérium et mobilité des Lanthanides	377
3.4.1. Origine des anomalies en Cérium	377
3.4.2. Mobilité différentielle des Lanthanides	380
3.4.3. Altération de surface et caractère adakitique	382
Annexe 4. Chapitre 4	385
Annexe 4.1. Résultats analytiques des datations LA-ICP-MS – Bassins de Sam Nua et de Song Ma.....	385
Annexe 4.2. Données géochimiques – Bassins de Sam Nua et Song Da	405
Annexe 5. Chapitre 5	406
5.1. Sample location.....	406
5.2. Thin section description.....	406
5.3. Analytical techniques	407
5.4. Table S4: analytical results of LA-ICP-MS dating	409
Annexe 6. Analyses géochronologiques – Chine du Sud.....	417

Annexe 1. Introduction et Chapitre 1

Annexe 1.0. Carte de l'Asie du Sud Est

GREATER MEKONG SUBREGION



Annexe 1.1. Compilation des âges U-Pb sur zircon en Asie du Sud Est entre le Permien inférieur et le Trias supérieur

Tableau 1. Références bibliographiques utilisées pour les Figures 1.4, 1.5 et 1.6.

Latitude décimale	Longitude décimale	Age (Ma)	Incertitude (2 σ)	Système isotopique/minéral	Référence
18,89836	100,65772	186	1,3	U-Pb/Zircon	Srichan et al., 2010
18,72429	100,62378	187	2,6	U-Pb/Zircon	Srichan et al., 2010
21,49895	103,11741	201,8	3,6	U-Pb/Zircon	Liu J. et al., 2012
18,56727	98,51690	203	4	U-Pb/Zircon	Dunning et al., 1995
13,95680	101,83370	203	8	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
23,97288	99,80768	203,38	0,7	U-Pb/Zircon	Dong G. et al., 2013
14,61447	99,35424	204	3	U-Pb/Zircon	Nantasin et al., 2012
18,46556	98,32423	205	4	U-Pb/Zircon	Dunning et al., 1995
16,26120	100,79920	206	9	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014
14,62352	99,30968	207	2	U-Pb/Zircon	Nantasin et al., 2012
14,89700	100,62800	208	10	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
16,26100	101,79900	209	9	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
24,38843	100,44744	210	20	U-Pb/Zircon	Wang Y. et al., 2010
18,51964	98,44931	211	4	U-Pb/Zircon	Dunning et al., 1995
24,46652	100,02238	211,9	1,8	U-Pb/Zircon	Dong G. et al., 2013
16,25550	100,80520	213	10	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014
16,26100	101,79900	213	10	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
24,38898	100,44855	214	7	U-Pb/Zircon	Wang Y. et al., 2010
24,65740	99,54220	214	2	U-Pb/Zircon	Dong G. et al., 2013
19,31830	100,22510	220	4	U-Pb/Zircon	Srichan et al., 2009
17,35440	101,65300	221	5	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
16,29380	100,64700	221	8	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
20,29810	100,27970	223	8	U-Pb/Zircon	Srichan et al., 2009
20,31070	100,28170	223	6	U-Pb/Zircon	Srichan et al., 2009
17,94004	99,47918	224	4	U-Pb/Zircon	Khositanont et al., 2008
21,48139	103,06972	225	3	U-Pb/Zircon	Roger et al., 2014
21,99011	100,49788	227	0,8	U-Pb/Zircon	Dong G. et al., 2013
21,84483	105,00348	227,7	9,6	Pb-Pb/Zircon	Chen Z. et al., 2014
17,37346	99,15454	228	3	U-Pb/Zircon	Khositanont et al., 2008
21,48107	103,07976	229,3	3,1	U-Pb/Zircon	Liu J. et al., 2012
24,50081	100,16554	229,4	3	U-Pb/Zircon	Peng T. et al., 2007
21,53583	103,01306	230	1	U-Pb/Zircon	Roger et al., 2014
22,57658	100,49394	230	2	U-Pb/Zircon	Peng T. et al., 2014
21,95685	100,57228	230,4	3,6	U-Pb/Zircon	Peng T. et al., 2006
24,42078	100,43887	231	5	U-Pb/Zircon	Peng T. et al., 2006
23,70097	99,88636	232	1	U-Pb/Zircon	Peng T. et al., 2013
23,58656	100,01742	232	2	U-Pb/Zircon	Peng T. et al., 2013
22,62231	100,12053	232	1	U-Pb/Zircon	Peng T. et al., 2013
20,09242	100,39923	232,9	0,4	U-Pb/Zircon	Barr et al., 2006
17,43200	101,76000	233	3	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
23,51617	100,14442	233	3	U-Pb/Zircon	Peng T. et al., 2013
22,62231	100,12053	234	1	U-Pb/Zircon	Peng T. et al., 2013
25,57407	100,15274	234,9	1,8	U-Pb/Zircon	Lin T.-H. et al., 2012
25,57198	100,18116	234,9	1,8	U-Pb/Zircon	Searle et al., 2010
17,43200	101,76000	235	4	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
16,26000	100,65400	238	5	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014
16,29380	100,64700	238	6	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
24,70875	100,26853	239,4	1,3	U-Pb/Zircon	Hennig et al., 2009
23,53470	101,94409	239,4	1,9	U-Pb/Zircon	Lin T.-H. et al., 2012
23,55447	101,91688	239,4	1,9	U-Pb/Zircon	Searle et al., 2010
18,06781	99,73154	240	1	U-Pb/Zircon	Barr et al., 2000
16,33100	100,64460	240	6	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014
17,86274	101,91918	241	1,9	U-Pb/Zircon	Kamvong et al., 2014
15,91200	100,78700	241	5	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
20,68767	105,50981	242,4	2,2	U-Pb/Zircon	Hoa et al., 2008b
16,26000	100,65400	243	5	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014
25,57478	100,17948	243	1,7	U-Pb/Zircon	Lin T.-H. et al., 2012
16,29380	100,64670	244	7	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014
18,19970	102,14300	244	3	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
23,97760	101,54100	244,3	1,8	U-Pb/Zircon	Lai C.-K. et al., 2014b
24,02830	101,53740	244,4	3,1	U-Pb/Zircon	Lai C.-K. et al., 2014b
17,86274	101,91918	244,6	1,8	U-Pb/Zircon	Kamvong et al., 2014
22,40500	105,68750	245	2	U-Pb/Zircon	Roger et al., 2012
17,35440	101,65300	245	3	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
22,47865	105,52348	245,5	2,2	U-Pb/Zircon	Chen Z. et al., 2014
23,46586	101,59011	245,6	1,4	U-Pb/Zircon	Jian P. et al., 2009a et b
16,30000	100,66100	245,9	5,6	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014

16,30000	100,66100	246	2	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014
22,86520	101,97400	246,1	3,7	U-Pb/Zircon	Lai C.-K. et al., 2014a
22,90960	102,74100	246,2	4	U-Pb/Zircon	Lai C.-K. et al., 2014a
16,55320	100,73090	247,1	5,1	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014
23,94344	101,50094	247,3	3,1	U-Pb/Zircon	Liu H. et al., 2014
23,94000	101,49894	247,7	3	U-Pb/Zircon	Liu H. et al., 2014
22,11453	103,07828	248	2	U-Pb/Zircon	Liu J. et al., 2012
21,29083	105,72833	248	2	U-Pb/Zircon	Zelazniewicz et al., 2013
22,12972	105,77917	248,5	1,8	U-Pb/Zircon	Roger et al., 2012
21,94418	100,92720	248,5	6,3	U-Pb/Zircon	Peng T. et al., 2013
15,91200	100,78700	249	5	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
16,31910	100,39270	249,2	2,8	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014
16,36300	100,94690	249,2	4,4	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014
16,29170	100,63330	250	6	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014
16,29200	100,63300	250	5	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
22,40446	103,52100	251	2	U-Pb/Zircon	Hieu et al., 2013
23,91124	101,40512	251	1,4	U-Pb/Zircon	Wang B. et al., 2014
22,76022	102,73122	251,2	1,4	U-Pb/Zircon	Liu H. et al., 2014
21,82170	105,54747	251,8	1,9	U-Pb/Zircon	Chen Z. et al., 2014
22,70794	102,89986	251,9	1,4	U-Pb/Zircon	Liu H. et al., 2014
22,43855	103,53798	253	2	U-Pb/Zircon	Hieu et al., 2013
22,41596	103,50078	253	2	U-Pb/Zircon	Hieu et al., 2013
15,91200	100,78700	254	10	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
22,57183	105,63825	254,8	7,6	Pb-Pb/Zircon	Chen Z. et al., 2014
22,81070	102,56000	255,1	2,2	U-Pb/Zircon	Lai C.-K. et al., 2014a
22,76370	102,73000	257,2	1,6	U-Pb/Zircon	Lai C.-K. et al., 2014a
23,81640	101,57300	258,3	6,3	U-Pb/Zircon	Lai C.-K. et al., 2014b
16,55320	100,73090	258,6	2,3	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014
22,53683	103,72733	260	3	U-Pb/Zircon	Zelazniewicz et al., 2013
23,27163	101,65855	265	7	U-Pb/Zircon	Fan W. et al., 2010
23,26522	101,69503	266,2	2,2	U-Pb/Zircon	Jian P. et al., 2009a et b
23,88730	101,53800	270,4	8,5	U-Pb/Zircon	Lai C.-K. et al., 2014a
20,94250	103,92139	270,9	3,3	U-Pb/Zircon	Liu J. et al., 2012
22,11453	103,07828	275,5	4,6	U-Pb/Zircon	Liu J. et al., 2012
22,10722	103,08500	277	2	U-Pb/Zircon	Roger et al., 2014
19,40900	103,23800	277,4	2,7	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
19,40900	103,23800	279,6	4,4	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
19,41700	103,19500	281,7	2,4	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
21,92056	100,90794	282	1,2	U-Pb/Zircon	Hennig et al., 2009
19,41700	103,19500	282,4	2,8	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
21,92056	100,90794	283	1,3	U-Pb/Zircon	Hennig et al., 2009
19,43400	103,28700	284,8	2,4	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
19,41700	103,19500	285,1	3,4	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
23,22047	100,17186	285,6	1,7	U-Pb/Zircon	Jian P. et al., 2009a et b
23,22047	100,17186	285,8	2	U-Pb/Zircon	Jian P. et al., 2009a et b
18,92490	102,68363	286	4	U-Pb/Zircon	Manaka et al., 2014
19,43400	103,28700	286,9	4,3	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
21,92056	100,90794	287	1,1	U-Pb/Zircon	Hennig et al., 2009
23,36121	101,66237	288	5	U-Pb/Zircon	Fan W. et al., 2010
23,04056	101,86317	288,5	3,3	U-Pb/Zircon	Lai C.-K. et al., 2014a
19,46700	103,25600	289,7	2,5	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
19,46700	103,25600	289,8	3,2	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
19,43400	103,28700	290	2,9	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
18,93700	102,88400	290,6	3,5	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
19,46700	103,25600	291,4	2,3	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
18,88300	102,90800	299	3	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
17,50000	101,81670	300	2	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
18,88300	102,90800	301	3	U-Pb/Zircon	Zaw et al., 2014
18,88300	102,90800	304	1,5	U-Pb/Zircon	Kamvong et al., 2014
18,88300	102,90800	306,2	1,4	U-Pb/Zircon	Kamvong et al., 2014
16,18190	100,74900	310	8	U-Pb/Zircon	Salam et al., 2014

Annexe 2. Chapitre 2

Annexe 2.1. Limites de détection et incertitudes sur les analyses géochimiques

L'ensemble des analyses géochimiques réalisées dans le cadre de ce travail a été effectué par le Service d'Analyse des Roches et Minéraux (SARM) du Centre de Recherche Pétrographiques et Géochimiques (Vandoeuvre les Nancy).

Tableau 1. Limites de détection (LD)⁽¹⁾ et incertitudes⁽²⁾

Eléments majeurs et Sc (dosage par ICP-AES : Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectrometry)								
	> 10 %	> 5 %	> 1 %	> 0,5 %	> 0,1 %	> 0,05 %	> 0,01 %	> 0,005 % LD (%)
SiO ₂	< 1 %		< 5 %			< 15 %	⁽²⁾	0,02
Al ₂ O ₃	< 1 %			< 10 %		< 15 %	⁽²⁾	0,02
Fe ₂ O ₃			< 2 %		< 5 %	< 15 %	⁽²⁾	0,02
MnO			< 1 %		< 5 %		< 10 % ⁽²⁾	0,0002
MgO		< 2 %	< 5 %			< 10 %	⁽²⁾	0,015
CaO		< 2 %		< 5 %		< 15 %	⁽²⁾	0,03
Na ₂ O		< 2 %		< 5 %		< 15 %	⁽²⁾	0,01
K ₂ O		< 2 %		< 5 %	< 10 %	< 15 %	⁽²⁾	0,01
TiO ₂				< 5 %	< 10 %	⁽²⁾		0,02
P ₂ O ₅					< 10 %	⁽²⁾		0,04
Sc					> 50 ppm < 5 %	> 20 ppm	> 10 ppm < 15 % ⁽²⁾	> 1 ppm 1,00
Perte au feu (PF) : mesure par gravimétrie après calcination à 1000°C								
PF	< 1 %		< 5 %		< 15 %			
Eléments traces (dosage par ICP-MS : Inductively Coupled Plasma – Mass Spectrometry)								
	> 50 ppm	> 10 ppm	> 1 ppm	> 0,1 ppm	> 0,01 ppm			LD (ppm)
As	< 5 %	< 10 %	⁽²⁾					1,50
Ba	< 5 %	< 10 %	⁽²⁾					1,60
Be	< 5 %	< 10 %	⁽²⁾					0,40
Bi		< 5 %	< 10 %	⁽²⁾				0,10
Cd		< 5 %	< 15 %	⁽²⁾				0,12
Ce		< 5 %	< 10 %	⁽²⁾				0,14
Co	< 5 %	< 10 %	< 15 %	⁽²⁾				0,40
Cr	< 5 %	< 10 %	⁽²⁾					4,0
Cs		< 5 %	< 10 %	⁽²⁾				0,10
Cu	< 5 %	< 10 %	⁽²⁾					5,00
Dy			< 5 %	< 10 %	< 15 %			0,01
Er			< 5 %	< 10 %	⁽²⁾			0,01
Eu				< 5 %	< 10 %			0,005
Ga		< 5 %	< 8 %	⁽²⁾				0,20
Gd				< 5 %	< 10 %			0,013
Ge		< 5 %	< 8 %	⁽²⁾				0,15
Hf		< 5 %	< 10 %	< 15 %	⁽²⁾			0,03
Ho			< 5 %	< 10 %	⁽²⁾			0,002
In			< 5 %	⁽²⁾				0,07
La			< 5 %	< 10 %	⁽²⁾			0,09
Lu				< 5 %	< 10 %			0,003
Mo		< 5 %	< 10 %	⁽²⁾				0,50
Nb		< 5 %	< 10 %	< 15 %	⁽²⁾			0,09
Nd			< 5 %	< 10 %	⁽²⁾			0,06
Ni	< 5 %	⁽²⁾						5,00
Pb		< 5 %	< 10 %	⁽²⁾				0,70
Pr			< 5 %	< 10 %	⁽²⁾			0,015
Rb		< 5 %	< 10 %	⁽²⁾				0,40
Sb		< 5 %	< 10 %	⁽²⁾				0,20
Sm			< 5 %	< 10 %	⁽²⁾			0,015
Sn	< 5 %	< 10 %	< 15 %	⁽²⁾				0,45
Sr	< 5 %	< 10 %	⁽²⁾					2,00
Ta		< 5 %	< 10 %	< 15 %	⁽²⁾			0,01
Tb				< 15 %	< 10 %			0,003
Th		< 5 %	< 10 %	< 15 %	⁽²⁾			0,06
Tm			< 5 %	< 10 %	⁽²⁾			0,001
U	< 5 %	< 10 %		< 15 %	⁽²⁾			0,03
V	< 5 %	< 10 %	⁽²⁾					0,70
W	< 5 %	< 10 %	< 15 %	⁽²⁾				0,25
Y		< 5 %	⁽²⁾					0,20
Yb			< 5 %	< 10 %	⁽²⁾			0,007
Zn	< 10 %	⁽²⁾						11,00
Zr	< 8 %	< 15 %	⁽²⁾					1,00

(1) : la limite de détection est calculée comme étant 6 fois l'écart-type relatif sur 100 mesures de blancs de préparation.

(2) : l'incertitude sur la mesure est calculée pour 200 mg d'échantillon préparé (1g pour la perte au feu). Elle devient importante (> 25 %) sur une plage de concentration située entre la limite de détermination et la plus faible concentration pour laquelle un pourcentage d'erreur est indiqué.

Ces calculs sont effectués pour 5 matériaux géologiques de référence en analyse de routine sur une période de 12 mois (300 analyses par matériaux), entre janvier 2012 et janvier 2013 pour ces valeurs. Ces valeurs sont sensiblement identiques pour toutes les analyses réalisées dans le cadre de ce travail. D'après Carignan et al., 2001.

Annexe 2.2. Fiabilité de quelques diagrammes géochimiques usuels

La fiabilité de diagrammes de discrimination tectoniques usuels basés sur des données géochimiques de roches sédimentaires a fait l'objet de plusieurs tests indépendants (Armstrong-Altrin et Verma, 2005 ; Ryan et Williams, 2007). Ces tests ont permis de montrer une efficacité modérée pour certains diagrammes, par exemple celui proposé par Roser et Korsch (1986) qui présente des taux de réussites compris entre 50 et 62 % selon les contextes tectoniques discriminés. Ces tests ont également démontré l'inefficacité, parfois totale (0 % de réussite), pour d'autres diagrammes usuels (Armstrong-Altrin et Verma, 2005 ; Ryan et Williams, 2007).

Les données géochimiques dans le Bassin de Luang Prabang sont disponibles à la fois sur des roches volcano-sédimentaires et volcaniques et sont de natures variées (mafiques et felsiques). Ces données géochimiques, ainsi que les données géochronologiques qui démontrent l'existence d'un volcanisme contemporain de la sédimentation pour les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang (AR-TLP), permettent de tester la fiabilité de diagrammes usuels basés sur des données géochimiques de roches sédimentaires. Ces diagrammes sont celui proposé par Herron (1988) pour la classification géochimique des roches sédimentaires, et celui proposé par Roser et Korsch (1988) pour la provenance des roches sédimentaires altérées.

La classification chimique des roches sédimentaires proposée par Herron (1988) est totalement inopérante pour les roches volcano-sédimentaires étudiées (Figure 1 : 0 % de réussite). Son utilisation est en conséquence déconseillée, au moins pour ce type roche, qui doivent être décrites et nommées à partir de leur pétrographie plutôt qu'à partir de leur chimie.

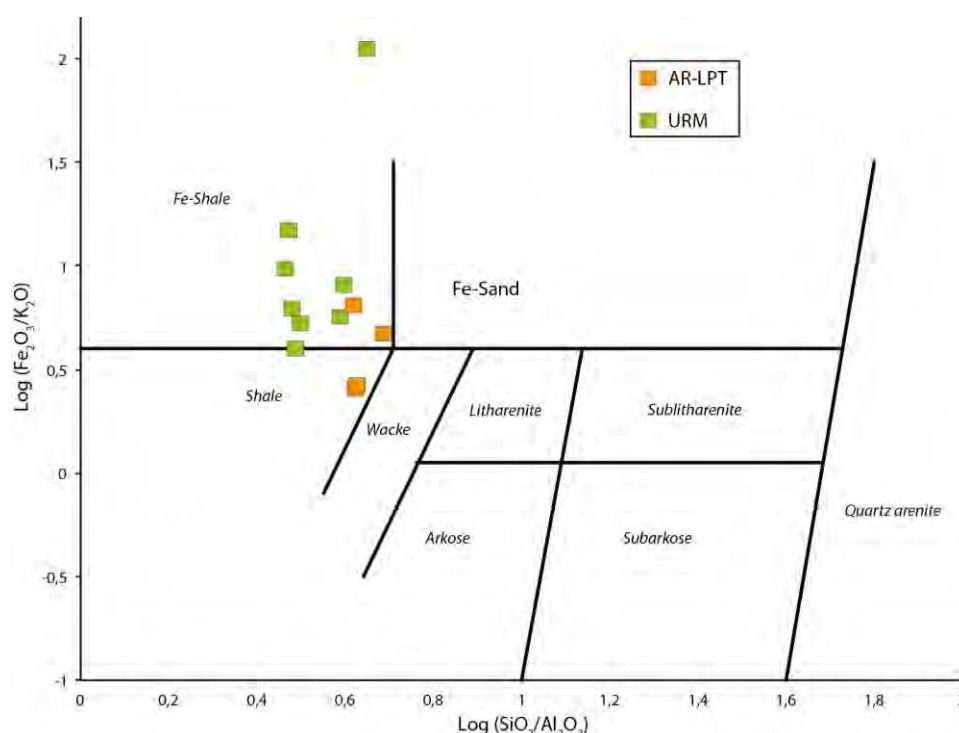


Figure 1. Classification chimique des roches volcano-sédimentaires du Bassin de Luang Prabang. Tous les échantillons se placent dans les champs des shales alors qu'il s'agit de grès lithiques ou feldspathiques (arkoses). L'emploi de cette classification chimique est donc déconseillé, au moins pour les roches volcano-sédimentaires. AR-LPT : Echantillons des Argiles Rouges et Tuffites de Luang Prabang, URM : échantillons de l'Unité des Roches Mafiques.

Les diagrammes de Roser et Korsch (1988) sont employés pour déterminer la provenance des sédiments en se basant sur des fonctions discriminantes utilisant les teneurs des éléments majeurs (Figure 2). Ces diagrammes sont parfois employés à des fins de discrimination tectonique, en faisant le lien entre provenance et contexte tectonique, bien qu'il soit explicitement exprimé quelques réserves à ce sujet dans la publication de référence (Roser et Korsch, 1988). Deux diagrammes sont proposés, l'un pour

les roches sédimentaires « non modifiées », l'autre pour les roches sédimentaires ayant subi des modifications postérieures au dépôt (métamorphisme léger, silice et/ou calcite d'origine biogénique). Le premier diagramme a fait l'objet d'investigations (Ryan et Williams, 2007) et affiche des taux de réussites compris entre 43 % et 68 %. En revanche, le second diagramme, proposé pour prendre en compte des modifications telle que la sédimentation biogénique, n'a pas été évalué. La présence de niveaux pédogéniques rend l'utilisation de ce second diagramme nécessaire et permet son évaluation dans les conditions d'utilisation proposées par Roser et Korsch (1988).

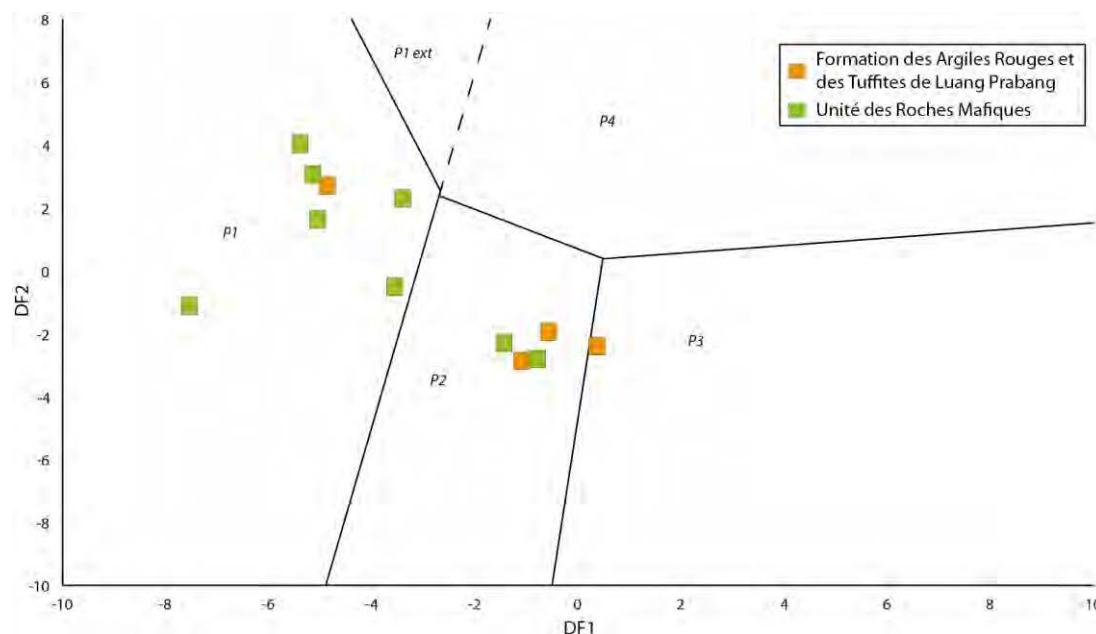


Figure 2. Diagramme de provenance pour les roches sédimentaires basées sur des fonctions discriminantes utilisant les éléments majeurs (Roser et Korsch, 1988).

Champs : P1 : provenance magmatique mafique (basaltes et basaltes andésitiques) ; P2 : provenance magmatique intermédiaire (andésites et dacites) ; P3 : provenance magmatique felsique (rhyolites) ; P4 : provenance sédimentaire quartzeuse ; P1 ext : chevauchement entre les champs P1 et P4. DF1 et DF2 : fonctions discriminantes 1 et 2.

Tableau 1. Taux de réussite du diagramme de Roser et Korsch (1988) pour les roches sédimentaires altérées.

Formations/Unité	Champs				Evaluation	
	P1	P2	P3	P4	Provenance attendue	% de réussite
AR-TLP	1	2	1	0	P2-P3	75 %
URM	6	2	0	0	P1	75 %

AR-TLP : échantillons prélevés dans les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang ; URM : échantillons prélevés dans l'unité des Roches Mafiques.
Champs : P1 : provenance magmatique mafique (basaltes et basaltes andésitiques) ; P2 : provenance magmatique intermédiaire (andésites et dacites) ; P3 : provenance magmatique felsique (rhyolites) ; P4 : provenance sédimentaire quartzeuse.

Le diagramme de Roser et Korsch (1988) pour les roches sédimentaires dont la composition est altérée par des processus biogéniques pendant ou après le dépôt ou par un léger métamorphisme montre donc des taux de réussite honorable avec les échantillons du Bassin de Luang Prabang (Tableau 1). La portée de ces résultats doit néanmoins être tempérée pour deux raisons. La première concerne la provenance attendue, qui ne se base que sur un nombre limité d'échantillons (2 pour les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang et 4 pour l'Unité des Roches Mafiques). La seconde concerne le faible nombre d'échantillons utilisés pour évaluer l'efficacité de ce diagramme (seulement 4 pour les AR-TLP et 8 pour l'URM). Les résultats de cette évaluation sont donc des résultats préliminaires devant être confirmés ou infirmés par des analyses complémentaires.

Annexe 2.3. Résultats des tests des diagrammes de Verma et al. dans différents contextes tectoniques

Tableau 1 : diagrammes de Verma et al., 2013 (roches volcaniques acides, $\text{SiO}_{2(\text{adj})} > 63 \%$).

Données : Morris et al., 2000 et Lapierre et al., 2008										
Diagrammes	Champs									
	IA+CA	CR+OI	Col	IA	CA					
	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type
a	0,8580	0,1876	0,1417	0,1874	0,0003	0,0007	na	na	na	na
b	na	na	0,1563	0,2773	na	na	0,1205	0,1418	0,7232	0,2536
c	na	na	na	na	0,3599	0,1782	0,0079	0,0110	0,3599	0,1782
d	na	na	0,0475	0,0854	0,9510	0,0851	0,0016	0,0036	na	na
e	na	na	0,0006	0,0012	0,0000	0,0000	na	na	0,9994	0,0012
Probabilité (%)	na	na	6,9		26,2		3,5		63,4	
Données : Morris et al., 2000										
Diagrammes	Champs									
	IA+CA	CR+OI	Col	IA	CA					
	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type
a	0,9615	0,0532	0,0385	0,0532	0,0016	0,0036	na	na	na	na
b	na	na	0,0171	0,0312	na	na	0,1417	0,0835	0,8412	0,0712
c	na	na	na	na	0,2429	0,0710	0,0079	0,0050	0,7493	0,0667
d	na	na	0,0092	0,0084	0,9897	0,0081	0,0011	0,0012	na	na
e	na	na	0,0001	0,0001	0,0000	0,0000	na	na	0,9999	0,0001
Probabilité (%)	na	na	1,3		24,7		4,1		70,0	
Données : Lapierre et al., 2008										
Diagrammes	Champs									
	IA+CA	CR+OI	Col	IA	CA					
	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type
a	0,7235	0,2160	0,2758	0,2161	0,0007	0,0009	na	na	na	na
b	na	na	0,3373	0,3497	na	na	0,0929	0,1959	0,5698	0,3228
c	na	na	na	na	0,5120	0,1595	0,0079	0,0162	0,4801	0,1465
d	na	na	0,0972	0,1134	0,9006	0,1123	0,0021	0,0054	na	na
e	na	na	0,0014	0,0015	0,0000	0,0000	na	na	0,9986	0,0015
Probabilité (%)	na	na	14,2		28,3		2,8		54,7	

IA : Island Arc, CA : Continental Arc, CR : Continental Rift, OI : Oceanic Island, Col : Collision.
na : non applicable.

Tableau 2 : diagrammes de Verma et Verma, 2013 (roches volcaniques intermédiaires, $52 \% < \text{SiO}_{2(\text{adj})} \leq 63 \%$).

Données : Morris et al., 2000 et Lapierre et al., 2008										
Diagrammes	Champs									
	IA+CA	CR+OI	Col	IA	CA					
	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type
a	0,0989	0,1563	0,3008	0,3428	0,6003	0,3403	na	na	na	na
b	na	na	0,2828	0,3051	na	na	0,4826	0,2945	0,2346	0,1312
c	na	na	na	na	0,7122	0,260	0,1467	0,202	0,1410	0,147

d	na	na	0,2871	0,3057	0,5769	0,3294	0,1360	0,1708	na	3
e	na	na	0,9998	0,0002	0,0002	0,0002	na	na	0,0000	0,0000
Probabilité (%)	na	na	37,4		37,8		16,6		8,2	

Données : Morris et al., 2000

Diagrammes	Champs		CR+OI		Col		IA		CA	
	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type
a	0,0227	0,0200	0,4410	0,3459	0,5362	0,3564	na	na	na	na
b	na	na	0,3585	0,2544	na	na	0,3441	0,1945	0,2974	0,1597
c	na	na	na	na	0,7962	0,1822	0,0076	0,0076	0,1962	0,1767
d	na	na	0,4644	0,3365	0,5291	0,3389	0,0065	0,0044	na	na
e	na	na	1,0000	0,0000	0,0000	0,0000	na	na	0,0000	0,0000
Probabilité (%)	na	na	45,3		37,2		7,4		10,1	

Données : Lapierre et al., 2008

Diagrammes	Champs		CR+OI		Col		IA		CA	
	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type
a	0,1218	0,1722	0,2587	0,3392	0,6195	0,3425	na	na	na	na
b	na	na	0,2600	0,3211	na	na	0,5242	0,3103	0,2157	0,1196
c	na	na	na	na	0,6870	0,2791	0,1885	0,2141	0,1245	0,1381
d	na	na	0,2340	0,2833	0,5912	0,3341	0,1748	0,1775	na	na
e	na	na	0,9998	0,0002	0,0002	0,0002	na	na	0,0000	0,0000
Probabilité (%)	na	na	35,1		38,0		19,5		7,5	

IA : Island Arc, CA : Continental Arc, CR : Continental Rift, OI : Oceanic Island, Col : Collision.

na : non applicable.

Tableau 3 : diagrammes de Verma et Armstrong-Altrin, 2013 (roches silico-détritiques).

Diagramme pour les roches 63 % < SiO ₂ (adj) ≤ 95 %						
	Champs					
	Rift		Arc		Col	
	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type
Mésozoïque	0,2205	0,3210	0,1656	0,2315	0,6139	0,3464
Cénozoïque	0,2491	0,3465	0,1580	0,1924	0,5929	0,3674
Tardi-Cadomien	0,0000	0,0000	1,0000	0,0000	0,0000	0,0000
Probabilité échantillons Mésozoïque (%)	22,0		16,6		61,4	
Probabilité échantillons Cénozoïque (%)	24,9		15,8		59,3	
Probabilité échantillons tardi-Cadomien (%)	0,0		100,0		0,0	
Diagramme pour les roches 35 % < SiO ₂ (adj) ≤ 63 %						
	Champs					
	Rift		Arc		Col	
	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type	Probabilité moyenne	Ecart type
Mésozoïque	0,1655	0,2572	0,0880	0,2242	0,7464	0,3173
Cénozoïque	0,4430	0,3114	0,0621	0,1419	0,4948	0,2915
Probabilité échantillons Mésozoïque (%)	16,6		8,8		74,6	
Probabilité échantillons Cénozoïque (%)	44,3		6,2		49,5	

Annexe 2.4. Ages des standards secondaires

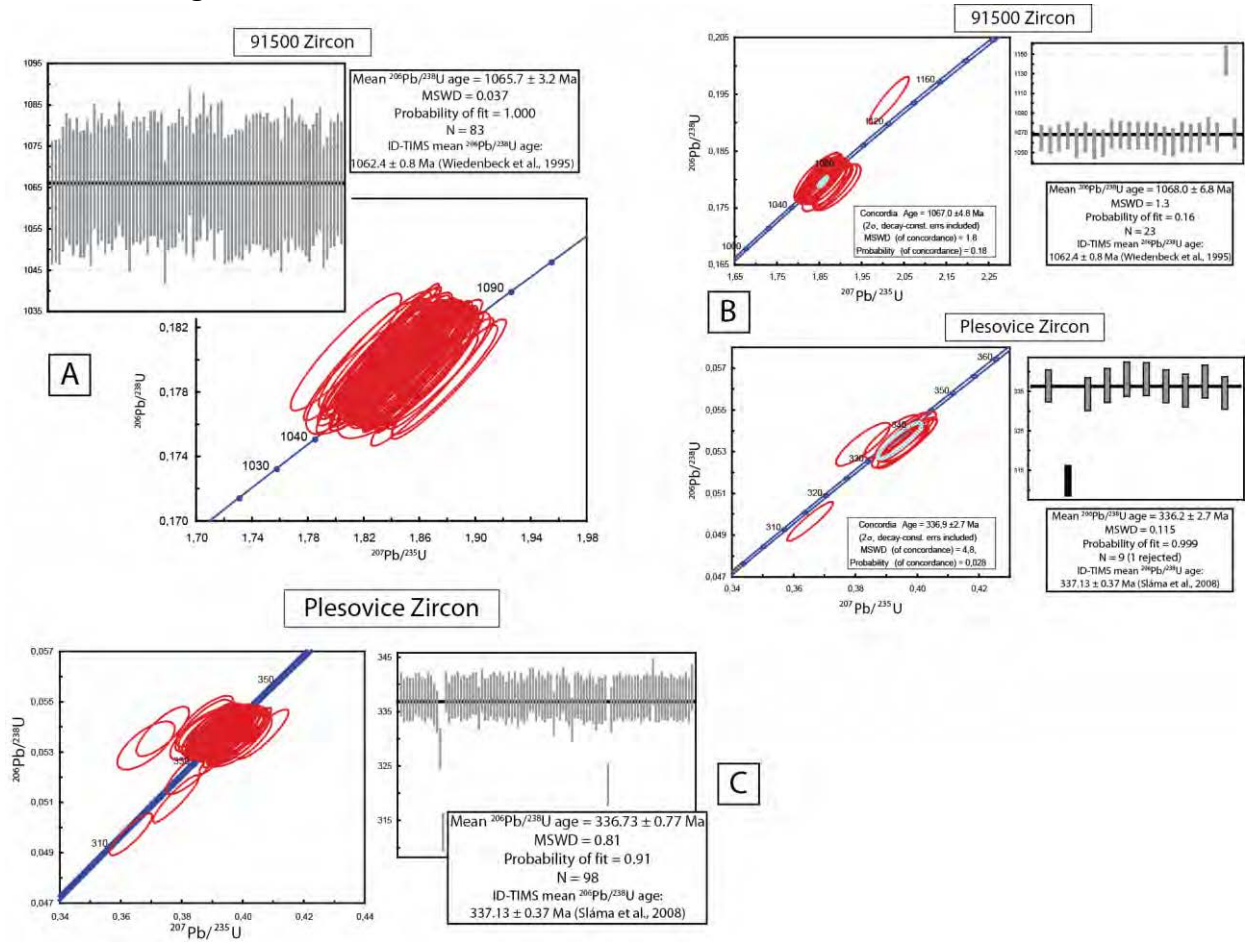


Figure 1. A : Laos ; B : Chine ;C : Vietnam.

Annexe 2.5. Calcul des concentrations en U, Th et Pb dans les zircons analysés

Les concentrations en U, Th et Pb sont calculées en supposant une dérive instrumentale linéaire. Le calcul des paramètres de cette régression linéaire est basé sur le nombre moyen de coups par secondes (cps) pour la masse 206 (^{206}Pb) pour tous les standards primaires analysés aux cours d'une session, en fonction de la position de ces standards pendant l'acquisition :

$$^{206}\text{Pb}_{\text{cps}} = a \times N + b$$

Avec $^{206}\text{Pb}_{\text{cps}}$: nombre moyen de cps pour les standards primaires corrigé du blanc, a : coefficient directeur, b : ordonnée à l'origine, N : numéro de l'analyse (position du standard pendant l'analyse).

Le facteur de dérive instrumentale (noté $DF(N)$: *Drift Factor*) pour chaque analyse est calculé de la manière suivante :

$$DF(N) = \frac{b}{a \times N + b}$$

Les concentrations en Pb, Th et U sont alors calculées en utilisant les concentrations en ces éléments, connues *a priori* (cf. Tableau 1), dans le standard primaire (GJ-1 ; Jackson et al., 2004) selon :

$$[X]_{sample\ N(ppm)} = [X]_{sample\ N(cps)} \times DF(N) \times \frac{[X]_{standard(ppm)}}{[X]_{standard(cps)}}$$

Avec $[X]$ concentration en Pb, Th ou U, en ppm ou cps (selon l'indice indiqué). $\overline{[X]_{standard(cps)}}$ est la moyenne des standards primaires mesurée pendant la série d'analyses.

Tableau 1. Concentrations en Pb, U et Th des fragments du zircon GJ-1, utilisé comme standard primaire pour encadrer les analyses de zircons inconnus.

[Pb]	[U]	[Th]
Analyses réalisées à Géosciences Rennes		
19,5	215	12,9
Analyses réalisées au laboratoire Magmas et Volcans, Clermont-Ferrand		
20,2	224	6,7
Les concentrations en U et Pb sont connues à $\pm 10\%$ dans le standard primaire (GJ-1 ; Jackson et al., 2004). La concentration en Th du standard primaire GJ-1 est déduite de son rapport Th/U. Les incertitudes sur les concentrations mesurées dans les zircons inconnus sont donc $\geq 10\%$.		

Annexe 2.6. Non respect de l'inégalité triangulaire par les pseudo-distances 1-similarité et 1-recouvrement

Réalisé par Gaël Cousin (Università di Pisa, Dipartimento di Matematica).

Des pseudo-distances entre deux échantillons peut être obtenues via les notions de similarité et de recouvrement (Gehrels, 2000). Néanmoins, 1-similarité et 1-recouvrement ne sont pas des distances sur l'espace des densités de probabilités sur \mathbb{R} .

- La pseudo-distance 1-recouvrement n'est pas une distance sur l'espace des densités de probabilités sur \mathbb{R} car deux fonctions indicatrices n'ont pas le même support.
- Un contre-exemple montre que 1-similarité n'est pas une distance sur l'espace des densités de probabilités sur \mathbb{R} :

On construit des densités à partir de fonctions indicatrices.

Soit A un intervalle de \mathbb{R} .

Dire f_A est la fonction indicatrice de A signifie que f_A vaut 1 sur A et 0 sur $\mathbb{R}-A$.

La mesure de A est notée $m(A)$. (Si $A=[a,b]$ cela donne $(b-a)$)

Si $m(A)$ est finie, on peut définir $g_A=f_A/m(A)$

Alors g_A est une densité de probabilité : l'aire sous la courbe est un rectangle de largeur $m(A)$ et de hauteur $1/m(A)$ et $g_A \geq 0$

Soit $U=[0,1]$, $V=[1,2]$, $W=[0,2]$

Avec les notations introduites on a :

similarité(g_U, g_V)=0

similarité(g_U, g_W)= $\sqrt{2}/2$

similarité(g_V, g_W)= $\sqrt{2}/2$

Alors si $d(u,v)=1-\text{similarité}(u,v)$

$d(g_U, g_V)=1$

$d(g_U, g_W)=1-\sqrt{2}/2$

$d(g_V, g_W)=1-\sqrt{2}/2$

Et $d(g_U, g_V)=1 > 2-\sqrt{2}=d(g_U, g_W)+d(g_V, g_W)$. Cela contredit l'inégalité triangulaire.

Annexe 2.7. Programme utilisé pour comparer les distributions d'âges

Réalisé en collaboration avec Gaël Cousin (Università di Pisa, Dipartimento di Matematica).

Les fichiers .sci sont disponibles sur demande (camil.rossignol@gmail.com).
Procédure à suivre :

- 1 - Installer scilab (<http://www.scilab.org/>).
- 2 - Copier les fichiers .sci dans un répertoire dédié à scilab.
- 3 - Ouvrir scilab puis sélectionner le répertoire du point 2 grâce au navigateur qui s'affiche à gauche de l'écran.
- 4 - Charger les programmes qui sont dans ce répertoire en tapant `exec("nom_fichier.sci")` dans la ligne de commande.

Annexe 2.8. Biais naturels et analytiques dans les distributions d'âges

2.8.1. Stratégie d'échantillonnage et distribution d'âge

La richesse en zircon de l'échantillon VN 12-29 a permis la mise en œuvre et la comparaison de deux protocoles d'échantillonnage différents. Outre sa richesse en zircon, cet échantillon comporte de nombreux zircons de petite taille (Figures 4.17A et 4.18A). Deux protocoles d'échantillonnage (l'un aléatoire, VN 12-29A, l'autre manuel, VN 12-29B) ont été appliqués à cet échantillon (Figure 1).

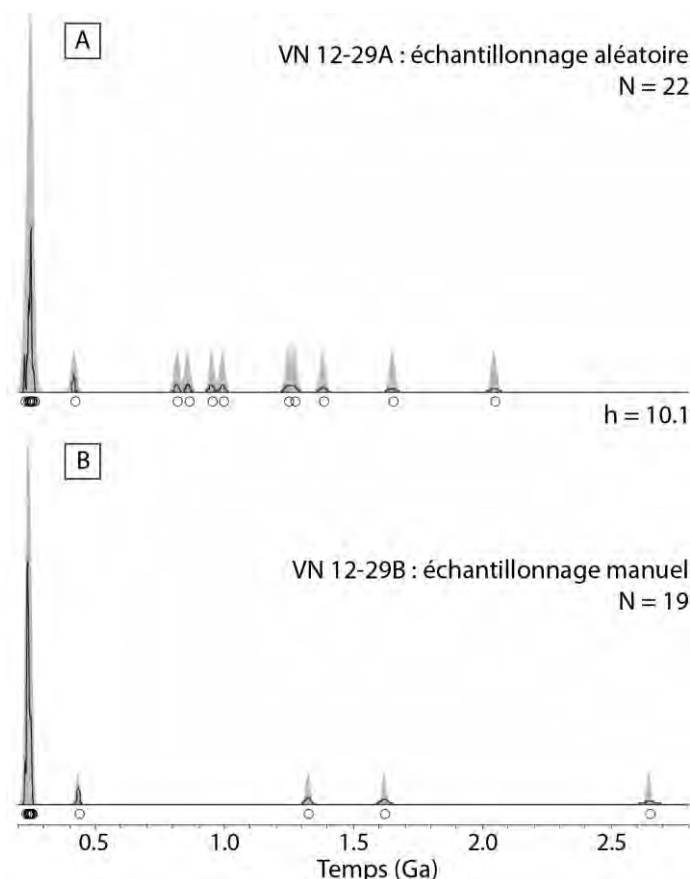


Figure 1. Comparaisons des distributions d'âge obtenues à partir de deux protocoles d'échantillonnage différents pour le même échantillon.

Les zones grisées correspondent aux estimations par noyau (KDE, noyau gaussien ; Vermeesch, 2012), les lignes noires aux fonctions de densité de probabilité (PDP) normalisées (Gehrels, www.laserchron.org). h :

« bande » utilisée pour l'estimation par noyau, identique dans les deux cas. N : nombre d'analyses concordantes de chaque « sous-échantillon ». La normalisation des PDP et l'utilisation de la même bande pour les KDE autorise une comparaison directe entre ces représentations respectives.

Malgré le nombre de zircons concordants légèrement supérieur pour VN 12-29A que pour VN 12-29B (respectivement, $LD_{3(pL=0,95)}$ à 26 et 30 %, Tableau 4.2, Chapitre 4), la distribution des âges dans ces deux sous-échantillons montre clairement l'existence d'un biais envers des populations présentes en faible proportion (populations comprises entre 400 et 2800 Ma, Figure 2). Ce biais induit des variations dans les proportions relatives des différentes populations, ce qui se traduit graphiquement par un pic beaucoup plus prononcé de la PDP (ligne noire) de VN 12-29B aux alentours de 240 Ma.

Ces différences dans la répartition des gammes d'âges sont une illustration du biais sélectif envers les petits zircons montré par Sláma et Košler (2012), lié à la plus grande difficulté à sélectionner manuellement des zircons de quelques dizaines de micromètres de diamètre seulement. Une stratégie pour éviter ce biais consisterait à réaliser un échantillonnage aléatoire, par exemple en effectuant un échantillonnage par « picking inverse⁴⁵ » (Malusà et al., 2013). Néanmoins, une telle méthode devient très fastidieuse si la concentration en zircon est relativement faible dans la fraction de minéraux denses peu ou pas magnétiques.

Dans la mesure où des biais sont inévitables lors des différentes étapes de séparation des minéraux, il apparaît nécessaire pour la comparaison des distributions d'âges entre différents échantillons et/ou différentes études d'appliquer rigoureusement le même protocole de séparation. Ce protocole devrait, idéalement, être établi de manière à faire un compromis entre les biais induits et la nécessité de réaliser des séparations dans un temps acceptable. Ce protocole devrait également (idéalement) être applicable à tout type de roche.

2.8.2. Corrélations stratigraphiques à partir des distributions d'âge

La comparaison quantitative des distributions d'âges des différents échantillons détritiques analysés dans le Bassin de Sam Nua illustre les limites de cette méthode pour des corrélations stratigraphiques et *a fortiori* pour des corrélations paléogéographiques (Figure 2).

⁴⁵ Picking inverse : consiste à passer par une étape où tous les minéraux qui ne sont pas des zircons sont enlevés, puis à récolter tous les zircons dans une seconde étape.

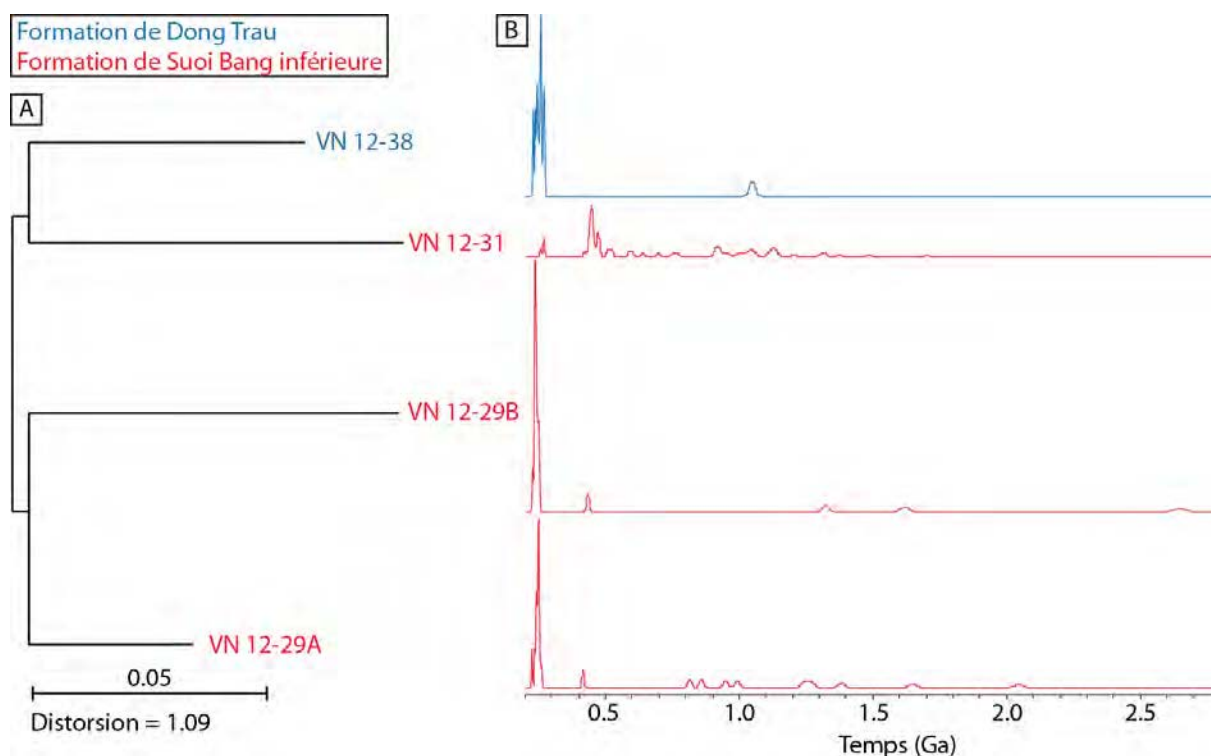


Figure 2. Arbre obtenu pour les échantillons détritiques du Bassin de Sam Nua.

A. Regroupement obtenu (distance L^2 , *Neighbor Joining*).

B. Fonction de densité de probabilités normalisées (Gherels, www.laserchron.org) des différents échantillons comparés.

Les échantillons VN 12-29A et VN 12-29B sont groupés ensemble malgré leurs différences concernant le nombre et les proportions relatives de leurs populations. La distance entre les échantillons VN 12-31 et VN 12-38 est plus faible, malgré leur appartenance à des formations différentes, que la distance entre l'échantillon VN 12-31 et chacun des « sous-échantillons » VN 12-29A et VN 12-29B.

Ces résultats sont potentiellement **l'illustration des nombreux biais naturels** (Afraneo Hartmann et Santos, 2004 ; Amidon et al., 2005 ; Moecher et Samson, 2006 ; Delattre et al., 2007 ; Hay et Dempster, 2009a et 2009b ; Lawrence et al., 2011 ; Sláma et Košler, 2012 ; cf. Chapitre 2) **susceptibles d'affecter la représentativité des distributions d'âges obtenus par l'analyse des zircons détritiques.**

Malgré le faible nombre d'échantillons utilisés pour faire ces comparaisons, ces résultats soulignent aussi les **limites de cette méthode pour des corrélations stratigraphiques**. Comme souligné par la plupart des études ayant porté sur la caractérisation des biais naturels dans les distributions d'âge (cf. Tableau 2.5, Chapitre 2), cela peut avoir des conséquences importantes sur l'utilisation des zircons détritiques pour des reconstitutions paléogéographiques. Les stratégies proposées pour minimiser ce biais consistent à échantillonner à plusieurs endroits correspondant à différents « sub-environnements » hydrodynamiques (Lawrence et al., 2011 ; Hietpas et al., 2011). Cela implique en retour de disposer d'une méthode de comparaison applicable à grand nombre d'échantillons, comprenant eux-mêmes un grand nombre de données, selon des critères objectifs telle que celle développée dans le cadre de ce travail (cf. Annexe 2.7).

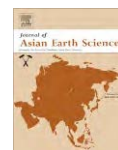
Annexe 3. Chapitre 3

Annexe 3.1. Late Triassic volcanic activity in South-East Asia: New stratigraphical, geochronological and paleontological evidence from the Luang Prabang Basin (Laos)



Contents lists available at SciVerse ScienceDirect

Journal of Asian Earth Sciences

journal homepage: www.elsevier.com/locate/jseae

Late Triassic volcanic activity in South-East Asia: New stratigraphical, geochronological and paleontological evidence from the Luang Prabang Basin (Laos)



Sébastien Blanchard^a, Camille Rossignol^a, Sylvie Bourquin^{a,*}, Marie-Pierre Dabard^a, Erwan Hallot^a, Thierry Nalpas^a, Marc Poujol^a, Bernard Battail^b, Nour-Eddine Jalil^c, Jean-Sébastien Steyer^b, Renaud Vacant^b, Monette Vêran^b, Antoine Bercovici^d, José Bienvenido Díez^e, Jean-Louis Paquette^f, Bounxou Khenthavong^g, Sotsy Vongphamany^h

^a Géosciences Rennes, UMR CNRS 6118, Université de Rennes 1, Campus de Beaulieu, 35042 Rennes Cedex, France

^b UMR 7207 du CNRS, Muséum national d'Histoire naturelle, Centre de Recherches sur la Paléobiodiversité et les Paléoenvironnements, MNHN CP38, 8 Rue Buffon, 75005 Paris, France

^c Département de Géologie, Faculté des Sciences Sémalaia, BP 2390, Marrakech 40000, Morocco

^d Department of Geology, Lund University, Sölvegatan 12, SE-223 62 Lund, Sweden

^e Departamento Geociencias Marinas y Ordenación del Territorio, Universidad de Vigo, Campus Lagoas-Marcosende, 36200 Vigo (Pontevedra), Spain

^f Université Blaise-Pascal, Laboratoire Magmas et Volcans, UMR CNRS 6524, 63038 Clermont-Ferrand cedex, France

^g Autorité Nationale pour la Science et la Technologie, Musée des Dinosaures, PO Box 739, Savannakhet, Lao Democratic People's Republic

^h Département du Patrimoine, des Musées et de l'Archéologie, Settathirath Road, PO Box 122, Vientiane, Lao Democratic People's Republic

ARTICLE INFO

Article history:

Received 27 August 2012

Received in revised form 11 February 2013

Accepted 25 February 2013

Available online 14 March 2013

Keywords:

Luang Prabang Basin

Permian

Triassic

Volcaniclastic continental deposits

Kannemeyeriiformes

Dicynodont

U–Pb geochronology

ABSTRACT

In South-East Asia, sedimentary basins displaying continental Permian and Triassic deposits have been poorly studied. Among these, the Luang Prabang Basin (North Laos) represents a potential key target to constrain the stratigraphic and structural evolutions of South-East Asia. A combined approach involving sedimentology, palaeontology, geochronology and structural analysis, was thus implemented to study the basin. It resulted in a new geological map, in defining new formations, and in proposing a complete revision of the Late Permian to Triassic stratigraphic succession as well as of the structural organization of the basin. Radiometric ages are used to discuss the synchronism of volcanic activity and sedimentation.

The Luang Prabang Basin consists of an asymmetric NE–SW syncline with NE–SW thrusts, located at the contact between Late Permian and Late Triassic deposits. The potential stratigraphic gap at the Permian–Triassic boundary is therefore masked by deformation in the basin. The Late Triassic volcaniclastic continental deposits are representative of alluvial plain and fluvial environments. The basin was fed by several sources, varying from volcanic, carbonated to silicic (non-volcanic). U–Pb dating of euhedral zircon grains provided maximum sedimentation ages. The stratigraphic vertical succession of these ages, from ca. 225, ca. 220 to ca. 216 Ma, indicates that a long lasting volcanism was active during sedimentation and illustrates significant variations in sediment preservation rates in continental environments (from ~100 m/Ma to ~3 m/Ma). Anhedronal inherited zircon grains gave older ages. A large number of them, at ca. 1870 Ma, imply the reworking of a Proterozoic basement and/or of sediments containing fragments of such a basement. In addition, the Late Triassic (Carnian to Norian) sediments yielded to a new dicynodont skull, attributed to the Kannemeyeriiform group family, from layers dated in between ~225 and ~221 Ma (Carnian).

© 2013 Elsevier Ltd. All rights reserved.

1. Introduction

During the Palaeozoic, the opening of the Palaeotethys and the Mesotethys on the India–Australian margin of Gondwana drove the separation of the continental blocks, North China, South China,

Indochina, Simao and Sibumasu (e.g. Burrett, 1974; Sengör, 1979; Metcalfe, 1988, 2002, 2011). Then, during the Permian and Triassic periods, these blocks collided with Laurasia, leading to the closure of the Palaeotethys (e.g. Metcalfe, 2011). While different models exist to explain the timing of the Palaeotethys closure and the locations of the resulting suture zones (e.g. Lepvrier et al., 2008; Sone and Metcalfe, 2008; Cai and Zhang, 2009), the sedimentary basins recording this history remain poorly studied. For example, Feng et al. (2005) published a stratigraphic correlation between Triassic

* Corresponding author. Tel.: +33 2 23 23 23 61 06; fax: +33 2 23 23 61 00.

E-mail address: sylvie.bourquin@univ-rennes1.fr (S. Bourquin).

sediments from Thailand and southern China but also pointed out the lack of reliable data in Laos.

Studies of the Luang Prabang Basin in northern Laos (Counillon, 1896; Saurin, 1962; Bercovici et al., 2012) demonstrated that this area recorded the continental Permian and probably Triassic geological history. The basin can therefore be used to better understand the geological history of this eastern Tethysian domain and to fill the gap pointed out by Feng et al. (2005). In addition, some studies suggest that a NNE–SSW suture zone (or major fault) divides the Indochina Block (e.g. Lepvrier et al., 2008; Metcalfe, 2011). The cartographic trace of this suture zone is inferred in the vicinity of the Luang Prabang Basin. Therefore, the Luang Prabang area represents a potential key target to constrain the stratigraphic and structural evolution of the Indochina Block.

The first mention of vertebrate fossils in the Luang Prabang Basin (Fig. 1A and B) dated back to the 19th century when Counillon (1896), recorded dicynodont remain from the continental deposits of the Purple Claystones Formation, north of the Mekong River (Fig. 1C). Repelin (1923) first attributed the fossil to the genus *Dicynodon*. Later, it was attributed to the genus *Lystrosaurus* by Woodward (1932) before to be reattributed to the genus *Dicynodon* by Piveteau (1937a, 1937b, 1938) and Battail (2009). Accordingly, this formation was attributed to the Late Permian (Battail, 1997, 2009; Steyer, 2009). A recent work has shown the volcanoclastic character of the corresponding deposits, where volcanic fragments were reworked in an alluvial environment (Bercovici et al., 2012). Nevertheless, the overall structures and ages of the formations described in the latest geological map of the area (Saurin, 1962) are still a matter of debate. Moreover, the evolution of the sedimentary succession is partly understood to the north of the Mekong River for the Late Permian (Bercovici et al., 2012; Fig. 1D) but is still unknown to the south. This new study concerns the entire Late Permian to Late Triassic successions and was thus carried out on both sides of the Mekong River. The aim of this study is therefore to give new insights into the sedimentary context, the age of the series, and on the structure of the basin using a combined approach involving sedimentology (facies and petrographical analyses), palaeontology, geochronology (U–Pb dating on zircon) and structural analysis. The results were used to propose a new geological map and a synthetic log for the Permian and Triassic successions in the Luang Prabang Basin. They also illustrate the particular usefulness of this type of combined approach to demonstrate the synchronism of volcanic activity and sedimentation in tuffaceous rocks (tuffites), in which volcanoclasts are reworked.

2. Geological setting

The first description of the sedimentary successions in the Luang Prabang Basin was provided by Counillon's (1896) study to the north of the Mekong River (Fig. 1C). This author produced the first geological map (1:60,000) of the area, where he described five lithological "zones" that are now defined as formations (Bercovici et al., 2012). In 1962, Saurin published a smaller scale (1:500,000) geological map in which most of the geological contacts were redrawn after Counillon (1896). On his map, Saurin (1962) drew an anticline. The five formations recognized from the southeast to the northwest (Fig. 1C) are listed in Table 1.

- (1) The Marine Limestones Formation ("Zone des Calcaires", Fig. 1C) contains rare fossils of marine affinity (Counillon, 1896): brachiopods (*Rhynchonella* sp., *Spiriferina* sp.) and bivalves (*Avicula* sp.). The occurrence of ammonites (*Discophyllites* sp., *Tibetites* sp.) attributes a Norian (Late Triassic) age (Fromaget, 1929; Saurin, 1962).

- (2) The Red Claystones Formation ("Zone des Argiles rouges", Fig. 1C and D) is attributed to an alluvial plain environment (Bercovici et al., 2012). Reptile remains were found in this formation by Counillon (1896), but they were too fragmentary to be identified and useful for biostratigraphy (Battail, 2009). Therefore, the age of this formation is unclear. It is considered as Permian or Triassic (Battail, 2009), whereas Saurin (1962) described this formation as middle Indosinias (i.e. Upper Triassic to Middle Jurassic).
- (3) The Limestones and Sandstones Formation ("Zone des Calcaires et Grauwackes", Fig. 1C and D), contains fine-grained calcareous sandstones with numerous marine organisms (brachiopods, ammonoids, bivalves, gastropods and bryozoans). According to Bercovici et al. (2012), this formation was deposited in a coastal environment, preserving both continental plants and marine organisms. Saurin (1962) described this formation as lower Indosinias (i.e. Pennsylvanian and Permian). However, the basal part is constituted of sandstone containing an ammonoid identified as a *Pseudotirolites* sp. (Brayard, Burgundy University, pers. com., 2011), which suggests a late Changhsingian (Late Permian) age. It is overlain by a 2 m-thick layer of black claystones that contains numerous plant debris, such as *Lobatannularia* and *Gigantopteris*, bracketing its age between the Middle to the Late Permian (Bercovici et al., 2012). The structural and stratigraphic relationships of this formation with the Purple Claystones Formation remain unknown at this stage.
- (4) The Purple Claystones Formation ("Zone des Argiles violettes", Fig. 1C and D), where abundant cranial and post-cranial of *Dicynodon* therapsids (Counillon, 1896; Battail, 2009) and at least one carnivorous chroniosuchid anthercosaur amphibian were found (Steyer, 2009; Bercovici et al., 2012), is mainly composed of purple claystones interstratified with conglomeratic and sandstone levels. The conglomerates contain limestone pebbles with abundant marine fauna that correspond to late Early – Middle Permian ages in Laos (Saurin, 1956; Fontaine, 2002) or to Pennsylvanian – Middle Permian deposits in Thailand and Vietnam (Thanh and Khuc, 2006). This formation is characteristic of braided rivers within an alluvial environment constituted by playa-lake, floodplain or pond with volcanic fragments (feldspars and rocks, Bercovici et al., 2012). The first authors who worked on this formation (Repelin, 1923; Piveteau, 1937a, 1937b, 1938) attributed it to the Triassic, based on what was then known about the age of the *Dicynodon* genus, while Saurin (1962) attributed this formation to the middle Indosinias (i.e. Upper Triassic to Middle Jurassic). However, current data on the stratigraphic distribution of these dicynodonts favour a Late Permian age (Battail, 2009).
- (5) The Grey Sandstones Formation ("Zone des Grès gris", Fig. 1C) mentioned by Counillon (1896) was never really described. This formation likely corresponds to the "Anthracolitic" (i.e. Carboniferous, stratigraphically below the lower Indosinias) on Saurin's (1962) map.

3. Methods

3.1. Fieldwork and mapping

In order to propose an updated geological map for the Luang Prabang area, approximately 100 localities were studied from a structural, sedimentological, petrographical, palaeontological and, geochronological point of view. In addition, the south of the

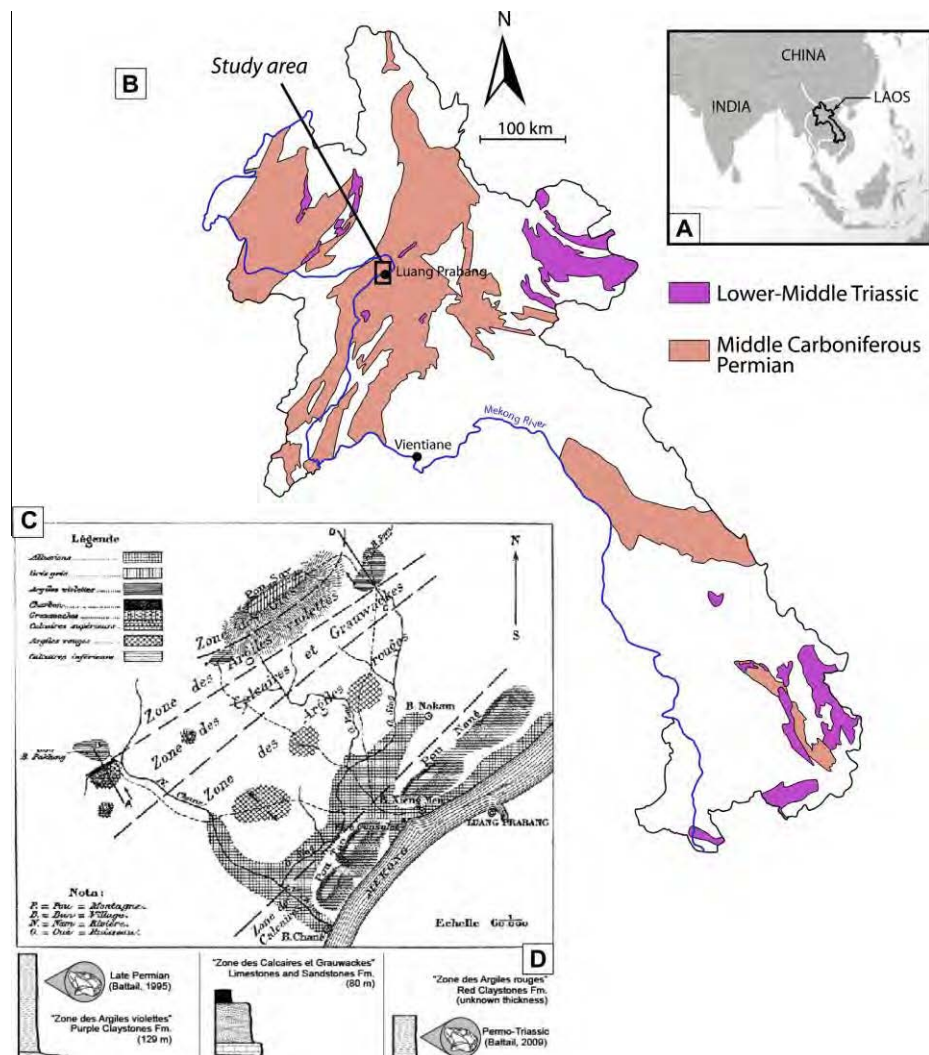


Fig. 1. Location of the studied area (A) and location of the Carboniferous–Permian and Triassic deposits in Laos (B; modified from the geological map of Laos, 1:500,000, United Nations Publication, 1990). Geological map (C; Counillon, 1896) and main lithological logs (D; Bercovici et al., 2012) from the north of the Mekong River in the Luang Prabang Basin.

Mekong River was also carefully mapped, complementarily to the previous studies. Sedimentary logs were made (1/100; 1/200 and 1/1000, depending on the quality of the outcrop), integrating sedimentological and petrographical analyses (facies analysis, fossil content and descriptions of thin sections). Because of the vegetal cover, the outcrop conditions were strongly discontinuous. Most of the geological contacts were not observed. Therefore, the structural directions of the lithological layers, observed from aerial photographs, were used to extrapolate the location of most contacts. Both the field data and the structural directions inferred from aerial photographs were reported on a map, only major structures are

interpreted in order to propose a relative coherent cross-section of the area. Also, the intense deformation locally disturbed the stratigraphic organization and prevented continuous logging of the series and palaeocurrent measurements.

3.2. Analytical techniques

A classical mineral separation procedure was applied to extract the zircon grains from the rocks using the facilities available at Géosciences Rennes. The rocks were crushed and only the powder fraction with a grain size <250 µm was kept. Heavy minerals were

Table 1
Main characteristics of the formations of the Luang Prabang area (north of the Mekong River) from the bibliography data.

Formation	Fossil	Depositional Environment	Age
"Zone des Calcaires" (Counillon, 1896) Marine Limestones Formation (Bercovici et al., 2012)	Brachiopods: <i>Rhynchonella</i> sp., <i>Spiriferina</i> sp.; and bivalves: <i>Avicula</i> sp. (Counillon, 1896) ammonoids: <i>Discophyllites</i> sp., <i>Tibetites</i> sp. (Fromaget, 1929)	Marine environment (Counillon, 1896)	Norian (Late Triassic; Fromaget, 1929; Saurin, 1962)
"Zone des Argiles rouges" (Counillon, 1896) Red Claystones Formation (Bercovici et al., 2012)	Reptile remains of dicynodont (Counillon, 1896)	Alluvial plain with few interbedded fluvial deposits (Bercovici et al., 2012)	Middle Indosinias (Upper Triassic to Middle Jurassic; Saurin, 1962) Permian to Triassic (Battail, 2009)
"Zone des Calcaires et Grauwackes" (Counillon, 1896) Limestones and Sandstones Formation (Bercovici et al., 2012)	Gastropods, ammonoids, bivalves, (Counillon, 1896) bryozoans, paleoflora (Bercovici et al., 2012) ammonoids: <i>Pseudotrochites</i> sp. (Brayard, Burgundy University, pers. com., 2011)	Coastal environment (Bercovici et al., 2012)	Lower Indosinias (Pennsylvanian and Permian; Saurin, 1962) Late Changhsingian (Late Permian; Bercovici et al., 2012)
"Zone des Argiles violettes" (Counillon, 1896) Purple Claystones Formation (Bercovici et al., 2012)	Dicynodonts (Counillon, 1896) <i>Dicynodon</i> sp. (Piveteau, 1937a, 1937b, 1938; Battail, 2009) chroniosuchid anthracosaur amphibian (Steyer, 2009; Bercovici et al., 2012)	Braided rivers evolving vertically to humid alluvial plain with sheet flood sand bed and/or bed-load rivers, numerous volcanic fragments (Bercovici et al., 2012).	Middle Indosinias (Upper Triassic to Middle Jurassic; Saurin, 1962) Late Permian (Battail, 2009)
"Zone des Grès gris" (Counillon, 1896) Grey Sandstones Formation (Bercovici et al., 2012)			"Anthracolitic" (Carboniferous; Saurin, 1962)

successively concentrated by the Wilfley table and heavy liquids. Magnetic minerals were then removed with an isodynamic Frantz separator. Zircon grains were then carefully handpicked under a binocular microscope and embedded in epoxy mounts. The grains were then hand-ground and polished on a lap wheel with a 6 μm and 1 μm diamond suspension, successively. Zircons were imaged by cathodoluminescence (CL) using a Reliotron CL system equipped with a digital colour camera available at Géosciences Rennes.

The U–Pb isotopic analyses of the zircons were conducted by *in situ* laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-ICPMS) at the Laboratoire Magmas et Volcans in Clermont-Ferrand, France. Ablation spot diameters of 26 μm with repetition rates of 3 Hz were used. Data were corrected for U–Pb fractionation and for the mass bias by standard bracketing with repeated measurements of the GJ-1 zircon (Jackson et al., 2004). Data reduction was carried out with the GLITTER[®] software package developed by the Macquarie Research Ltd. (Jackson et al., 2004). Concordia ages and diagrams were generated using Isoplot/Ex (Ludwig, 2001). All errors given in Table 2 are listed at one sigma, but where data are combined for regression analysis or to calculate weighted means, the final results are provided with 95% confidence limits. Further information on the instrumentation and the analytical technique are detailed in Hurai et al. (2010).

4. Sedimentology, biostratigraphy and geochronology of Permian and Triassic deposits of the Luang Prabang Basin

4.1. Sedimentological and petrological analyses

Six formations have been recognized (Fig. 2A). Four of them, the Purple Claystones Formation, the Limestones and Sandstones Formation, The Red Claystones Formation and the Marine Limestones Formation were previously recognized (see Section 3). Two new formations have been observed and defined: the Luang-Prabang Tuffite Formation that crops out on both sides of the Mekong River, and the Nam Khan Sandstones Formation that is only observed to the south.

To the south, these formations dip overall toward the northwest with variable angles from 20° to 40° and they exhibit a normal polarity. The basal part of the studied succession is in contact via an inferred fault (see Section 5) with a mafic rock unit. This unit

is composed of volcanoclastic rocks and basaltic pillow-lava flows, the study of which is still in progress and not within the scope of this paper.

No additional outcrop or data for the Limestones and Sandstones Formation have been collected since Bercovici et al. (2012, see Section 3). Thus, only five formations are described below, from the base to the top. For rocks containing volcanic elements, the terminology found in Le Maitre et al. (2002, after Schmid, 1981) is used.

4.1.1. The Purple Claystones Formation

This formation, which crops out only on the north side of the Mekong River, has already been described by Bercovici et al. (2012, Table 1). Only additional petrographical observations are provided here.

The volcanoclastic sandstones that compose most of the formation are made up of monocrystalline and microcrystalline quartz, plagioclase and perthitic K-feldspar (Fig. 3A). Clinopyroxene crystal fragments, biotite and epidote have also been observed in some samples. The lithic fragments are mainly represented by basaltic to rhyolitic volcanic rock clasts showing microcrystalline, trachytic and/or microlitic textures, sometimes with plagioclase phenocrysts. Some of the fragments display strongly altered glass-rich to spherulitic textures. Sedimentary fragments (limestones, fine sandstones) and silicified rocks fragments also occur. The clasts are generally sub-rounded and some contain Fe-oxides. In a few sandstones, the grains are enclosed in carbonate and/or chlorite cement \pm Fe-oxides.

Interpretation: As stated by Bercovici et al. (2012), the Purple Claystones Formation corresponds to braided-river deposits evolving vertically to a humid alluvial plain setting with sheetflood sand bed and/or bed-load rivers (Table 1). Our additional petrographical observations, such as the small relative amount, the rounded shape and the diversity of the volcanoclasts, suggest that distinct distal volcanic sources, possibly of different ages, fed the basin during the deposition of the Purple Claystones Formation.

4.1.2. The Red Claystones Formation

Description: This formation, well exposed on both sides of the Mekong River (Fig. 2), was briefly described by Bercovici et al. (2012) to the north of the Mekong River (Table 1). Additional outcrops to the south (Fig. 4) show that the succession is mainly composed of red to purple alternations of laminated silty-claystone

Table 2
Analytical results of LA-ICPMS on zircon grains from the Luang Prabang Basin.

Grain (zircon)	[Pb] (ppm)	[U] (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	Rho	Ages $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	Conc. %
<i>Sample LP57a</i>															
Zr02	11	289	0.45	0.244	0.004	0.0355	0.0004	0.0498	0.0008	0.76	222	225	183	70	123
Zr03	11	301	0.41	0.252	0.004	0.0355	0.0004	0.0515	0.0008	0.78	228	225	264	67	85
Zr04	10	257	0.50	0.250	0.004	0.0355	0.0004	0.0510	0.0008	0.78	226	225	241	68	93
Zr05	8	223	0.55	0.250	0.004	0.0350	0.0004	0.0518	0.0008	0.78	227	222	278	66	80
Zr06	11	313	0.41	0.246	0.004	0.0355	0.0004	0.0502	0.0008	0.75	223	225	205	71	110
Zr07	7	178	0.56	0.248	0.005	0.0355	0.0005	0.0506	0.0009	0.66	225	225	224	85	100
Zr08	10	268	0.52	0.255	0.004	0.0355	0.0004	0.0521	0.0008	0.79	231	225	289	66	78
Zr09	6	179	0.33	0.253	0.005	0.0356	0.0004	0.0515	0.0009	0.67	229	225	285	80	85
Zr10	15	396	0.55	0.250	0.004	0.0354	0.0004	0.0512	0.0007	0.82	226	224	250	61	90
Zr11	6	169	0.35	0.245	0.004	0.0355	0.0004	0.0499	0.0008	0.70	222	225	192	77	117
Zr12	10	236	0.79	0.254	0.005	0.0358	0.0004	0.0516	0.0009	0.69	230	226	267	77	85
Zr13	4	116	0.50	0.256	0.005	0.0356	0.0005	0.0521	0.0010	0.61	231	226	288	90	78
Zr14	10	281	0.42	0.254	0.004	0.0354	0.0004	0.0521	0.0008	0.73	230	224	288	73	78
Zr15	20	497	0.70	0.248	0.004	0.0353	0.0004	0.0510	0.0007	0.86	225	224	241	59	93
Zr16	14	369	0.54	0.245	0.004	0.0356	0.0004	0.0499	0.0008	0.76	222	225	189	70	119
Zr17	13	332	0.77	0.253	0.004	0.0355	0.0004	0.0518	0.0007	0.78	229	225	275	65	82
Zr18	8	208	0.50	0.253	0.004	0.0356	0.0004	0.0515	0.0008	0.73	229	226	263	72	86
Zr19	7	204	0.33	0.256	0.004	0.0355	0.0004	0.0524	0.0009	0.71	232	225	302	74	75
Zr20	19	501	0.54	0.261	0.004	0.0356	0.0004	0.0531	0.0007	0.82	235	225	334	62	67
Zr21	10	255	0.43	0.251	0.004	0.0356	0.0004	0.0512	0.0008	0.75	227	225	248	70	91
Zr22	8	202	0.54	0.258	0.005	0.0356	0.0004	0.0526	0.0009	0.69	233	225	311	77	72
Zr23	19	496	0.65	0.249	0.004	0.0354	0.0004	0.0510	0.0007	0.80	226	224	243	63	92
Zr24	8	203	0.46	0.257	0.004	0.0352	0.0004	0.0530	0.0008	0.72	232	223	331	72	67
Zr25	8	208	0.55	0.257	0.005	0.0357	0.0004	0.0523	0.0009	0.69	232	226	297	77	76
Zr26 core	12	316	0.54	0.251	0.004	0.0354	0.0004	0.0513	0.0008	0.75	227	224	256	68	88
Zr26 rim	7	188	0.36	0.257	0.005	0.0356	0.0005	0.0523	0.0010	0.65	232	226	300	85	75
Zr27 core	8	213	0.42	0.250	0.008	0.0359	0.0005	0.0506	0.0015	0.45	227	227	227	139	102
Zr27 rim	8	217	0.30	0.250	0.005	0.0356	0.0004	0.0510	0.0009	0.64	227	225	241	84	93
Zr28	10	269	0.39	0.249	0.004	0.0356	0.0004	0.0506	0.0008	0.73	225	226	223	73	101
<i>Sample LP57b</i>															
Zr11	91	289	0.60	4.063	0.045	0.2747	0.0028	0.1073	0.0012	0.93	1647	1565	1753	40	89
Zr12	48	309	0.35	1.552	0.018	0.1474	0.0015	0.0764	0.0009	0.87	951	886	1105	47	80
Zr13	98	392	0.36	3.132	0.035	0.2348	0.0024	0.0967	0.0011	0.93	1441	1360	1562	41	87
Zr14	66	312	0.29	2.945	0.037	0.2014	0.0021	0.1060	0.0013	0.84	1393	1183	1732	46	68
Zr15	68	563	0.20	1.811	0.021	0.1095	0.0011	0.1200	0.0014	0.91	1049	670	1956	40	34
Zr16	178	548	1.15	3.352	0.037	0.2491	0.0026	0.0976	0.0011	0.94	1493	1434	1578	41	91
Zr17	233	676	0.27	5.117	0.056	0.3268	0.0034	0.1136	0.0012	0.94	1839	1823	1857	39	98
Zr18	25	709	0.35	0.263	0.003	0.0335	0.0004	0.0569	0.0007	0.85	237	212	488	54	43
Zr19	128	274	0.38	9.575	0.105	0.4142	0.0043	0.1676	0.0018	0.94	2395	2234	2534	36	88
Zr20	106	492	0.15	3.375	0.037	0.2093	0.0022	0.1170	0.0013	0.93	1499	1225	1910	39	64
Zr21	48	341	0.55	1.221	0.014	0.1277	0.0013	0.0693	0.0008	0.89	810	775	908	48	85
Zr22	36	878	0.01	0.326	0.004	0.0441	0.0005	0.0536	0.0007	0.85	286	278	355	55	78
Zr23	11	254	0.59	0.279	0.004	0.0390	0.0004	0.0519	0.0008	0.67	250	246	283	73	87
Zr24	9	241	0.58	0.245	0.004	0.0350	0.0004	0.0508	0.0008	0.66	223	222	229	74	97
Zr25	46	182	0.51	2.850	0.033	0.2298	0.0024	0.0899	0.0010	0.90	1369	1334	1424	44	94
Zr26	8	130	0.52	0.411	0.007	0.0542	0.0006	0.0550	0.0009	0.66	350	340	412	73	83
Zr27	39	127	0.67	3.582	0.042	0.2645	0.0028	0.0982	0.0011	0.89	1546	1513	1591	43	95
Zr28	51	159	0.74	3.695	0.043	0.2639	0.0028	0.1015	0.0012	0.90	1570	1510	1652	42	91
Zr29	167	280	0.72	12.649	0.141	0.4828	0.0050	0.1900	0.0021	0.93	2654	2540	2742	36	93
Zr30 core	170	598	0.28	4.211	0.047	0.2728	0.0028	0.1119	0.0012	0.93	1676	1555	1831	40	85
Zr30 rim	28	71	1.68	4.398	0.055	0.2818	0.0030	0.1132	0.0014	0.84	1712	1601	1851	45	86
Zr31	93	261	0.38	5.432	0.062	0.3307	0.0035	0.1191	0.0013	0.92	1890	1842	1943	40	95

Zr22	91	260	0.60	4.917	0.056	0.3088	0.0032	0.1155	0.0013	0.91	1805	1735	1887	41	92
Zr23	224	671	0.13	5.361	0.061	0.3319	0.0035	0.1171	0.0013	0.92	1879	1847	1913	40	97
Zr24	46	119	0.69	5.389	0.064	0.3392	0.0036	0.1152	0.0013	0.89	1883	1883	1883	40	100
Zr25	45	150	0.26	4.205	0.050	0.2876	0.0030	0.1060	0.0012	0.89	1675	1630	1732	43	94
Zr26	68	188	0.36	5.412	0.063	0.3409	0.0036	0.1151	0.0013	0.90	1887	1882	1882	41	100
Zr27	115	334	0.30	5.207	0.060	0.3279	0.0034	0.1152	0.0013	0.91	1854	1828	1882	41	97
Zr28	125	397	1.07	3.400	0.040	0.2511	0.0026	0.0982	0.0011	0.90	1504	1444	1590	43	91
Zr29	198	588	0.13	5.308	0.062	0.3374	0.0035	0.1141	0.0013	0.90	1870	1874	1866	41	100
Zr30	120	340	0.35	5.335	0.063	0.3349	0.0035	0.1155	0.0013	0.89	1874	1862	1888	41	99
Zr31	94	262	0.41	5.321	0.063	0.3349	0.0035	0.1152	0.0013	0.89	1872	1862	1883	42	99
Zr32 core	72	184	0.64	4.556	0.065	0.3371	0.0036	0.1174	0.0014	0.88	1894	1873	1916	42	98
Zr32 rim	82	244	0.43	4.836	0.058	0.3113	0.0033	0.1127	0.0013	0.88	1791	1747	1843	42	95
Zr33	115	349	0.11	5.255	0.063	0.3331	0.0035	0.1144	0.0013	0.88	1862	1853	1870	42	99
Zr34	95	312	0.12	4.891	0.059	0.3078	0.0033	0.1153	0.0014	0.88	1801	1730	1884	42	92
Zr35	59	167	0.33	5.280	0.065	0.3352	0.0036	0.1142	0.0014	0.86	1866	1863	1868	44	100
Zr36	125	399	0.16	4.868	0.058	0.3107	0.0033	0.1136	0.0013	0.88	1797	1744	1858	42	94
Zr37	210	669	0.13	4.983	0.060	0.3149	0.0033	0.1147	0.0013	0.88	1816	1765	1876	42	94
Zr38	142	416	0.41	5.008	0.060	0.3179	0.0034	0.1142	0.0013	0.88	1821	1779	1868	42	95
Zr39	100	307	0.23	5.038	0.062	0.3179	0.0034	0.1149	0.0014	0.87	1826	1780	1878	43	95
Zr40	233	80	0.34	5.184	0.064	0.3283	0.0035	0.1145	0.0014	0.86	1850	1830	1872	44	98
Zr41	83	253	0.44	4.744	0.059	0.3045	0.0032	0.1130	0.0014	0.85	1775	1713	1848	44	93
Zr42	88	272	0.16	5.147	0.064	0.3234	0.0034	0.1154	0.0014	0.85	1844	1806	1886	44	96
Zr43	689	272	0.18	5.205	0.064	0.3303	0.0035	0.1143	0.0014	0.86	1853	1840	1869	44	98
Zr44	333	333	0.22	5.357	0.067	0.3394	0.0036	0.1145	0.0014	0.85	1878	1884	1872	44	101
Zr45	315	1016	0.11	4.957	0.062	0.3149	0.0033	0.1142	0.0014	0.85	1812	1765	1867	44	95
Zr46	33	88	0.75	4.941	0.065	0.3207	0.0034	0.1117	0.0014	0.82	1809	1793	1827	47	98
Zr47	80	248	0.15	5.112	0.065	0.3229	0.0034	0.1148	0.0014	0.84	1838	1804	1877	45	96
Zr48	87	267	0.17	5.137	0.065	0.3240	0.0035	0.1150	0.0014	0.84	1842	1809	1879	45	96
Sample LP44															
Zr1	9	241	0.77	0.237	0.004	0.0340	0.0004	0.0507	0.0007	0.74	216	215	226	33	95
Zr2	2	62	0.51	0.243	0.006	0.0349	0.0004	0.0505	0.0012	0.47	221	221	217	56	102
Zr3	6	150	0.62	0.235	0.004	0.0342	0.0004	0.0500	0.0008	0.65	215	217	193	39	112
Zr4	9	229	0.58	0.246	0.004	0.0349	0.0004	0.0510	0.0007	0.73	223	221	241	33	92
Zr5	4	103	0.75	0.245	0.005	0.0348	0.0004	0.0510	0.0010	0.58	222	220	241	44	91
Zr6	6	148	0.65	0.249	0.005	0.0353	0.0004	0.0512	0.0009	0.60	226	223	249	41	90
Zr7	6	148	0.63	0.246	0.004	0.0352	0.0004	0.0506	0.0008	0.66	223	223	223	38	100
Zr8	7	184	0.75	0.241	0.004	0.0346	0.0004	0.0506	0.0008	0.69	219	219	221	36	99
Zr9	5	132	0.53	0.244	0.004	0.0352	0.0004	0.0502	0.0009	0.61	222	223	204	41	109
Zr10	5	127	0.57	0.244	0.004	0.0351	0.0004	0.0505	0.0009	0.62	222	222	217	41	102
Zr11	3	80	0.55	0.235	0.005	0.0351	0.0004	0.0485	0.0011	0.52	214	222	123	51	180
Zr12	3	85	0.48	0.248	0.006	0.0343	0.0004	0.0525	0.0012	0.51	225	217	308	50	70
Zr13	3	83	0.42	0.243	0.005	0.0355	0.0004	0.0497	0.0011	0.53	221	225	179	48	126
Zr14	4	112	0.70	0.241	0.005	0.0347	0.0004	0.0503	0.0010	0.59	219	220	208	43	106
Zr15	4	90	0.78	0.245	0.006	0.0350	0.0004	0.0507	0.0013	0.45	222	222	227	58	98
Zr16	11	297	0.55	0.241	0.003	0.0347	0.0004	0.0503	0.0007	0.77	219	220	209	32	105
Zr17	4	105	0.50	0.241	0.006	0.0351	0.0004	0.0498	0.0013	0.46	219	222	185	58	120
Zr18	4	114	0.71	0.241	0.005	0.0347	0.0004	0.0504	0.0010	0.55	220	220	215	47	102
Zr19	6	166	0.50	0.248	0.004	0.0348	0.0004	0.0518	0.0009	0.63	225	220	277	40	79
Zr19 rim	4	117	0.63	0.264	0.005	0.0345	0.0004	0.0556	0.0011	0.59	238	218	438	41	50
Zr21	4	137	0.68	0.243	0.004	0.0344	0.0004	0.0512	0.0009	0.60	221	218	249	42	88
Zr22	5	121	0.47	0.245	0.005	0.0352	0.0004	0.0504	0.0011	0.55	223	223	215	47	104
Zr23	6	165	0.49	0.276	0.004	0.0347	0.0004	0.0576	0.0009	0.67	247	220	514	35	43
Zr24	8	201	0.61	0.244	0.004	0.0346	0.0004	0.0511	0.0008	0.69	222	219	247	36	89
Zr25	6	164	0.74	0.249	0.004	0.0349	0.0004	0.0519	0.0009	0.64	226	221	281	38	79
Zr26	4	105	0.68	0.241	0.005	0.0348	0.0004	0.0504	0.0010	0.59	220	220	212	43	104
Zr27	5	148	0.48	0.241	0.004	0.0347	0.0004	0.0504	0.0009	0.63	219	220	213	40	103
Zr28	6	159	0.56	0.242	0.004	0.0347	0.0004	0.0506	0.0008	0.68	220	220	223	37	99
Zr29	5	129	0.63	0.244	0.005	0.0352	0.0004	0.0503	0.0010	0.55	222	223	207	48	108

(continued on next page)

Table 2 (continued)

Grain (zircon)	[Pb] (ppm)	[U] (ppm)	Th/U	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$\pm 1\sigma$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	Rho	Ages $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	$\pm 1\sigma$	Conc. %
Zr31	83	238	0.31	5.228	0.062	0.3307	0.0035	0.1147	0.0013	0.90	1857	1842	1874	20	98
Zr32	36	89	0.95	5.053	0.061	0.3271	0.0035	0.1120	0.0013	0.88	1828	1825	1832	21	100
Zr33	137	380	0.48	5.185	0.061	0.3284	0.0035	0.1145	0.0013	0.90	1850	1831	1872	21	98
Zr34	88	257	0.29	5.129	0.061	0.3259	0.0035	0.1141	0.0013	0.89	1841	1818	1866	21	97
Zr35	231	299	0.54	21.828	0.258	0.6327	0.0067	0.2502	0.0029	0.90	3176	3160	3186	18	99
Zr36	312	1017	0.08	4.934	0.059	0.3059	0.0033	0.1170	0.0014	0.90	1808	1720	1910	21	90
Zr37	122	370	0.18	5.156	0.062	0.3233	0.0034	0.1157	0.0014	0.89	1845	1806	1890	21	96
Sample LP45															
Zr1	5	133	0.52	0.267	0.005	0.0356	0.0004	0.0545	0.0010	0.64	241	226	391	79	58
Zr2	8	198	0.63	0.238	0.004	0.0344	0.0004	0.0502	0.0008	0.67	217	218	205	76	106
Zr3	5	134	0.51	0.250	0.005	0.0341	0.0004	0.0531	0.0010	0.62	226	216	333	84	65
Zr4	5	125	0.55	0.251	0.005	0.0344	0.0004	0.0531	0.0010	0.60	228	218	331	87	66
Zr5	4	116	0.48	0.285	0.006	0.0358	0.0004	0.0578	0.0012	0.57	255	226	523	91	43
Zr6	8	196	0.83	0.238	0.004	0.0340	0.0004	0.0508	0.0008	0.70	217	216	233	74	93
Zr7 core	7	200	0.61	0.239	0.004	0.0339	0.0004	0.0511	0.0008	0.69	217	215	245	74	88
Zr7 rim	5	133	0.51	0.249	0.005	0.0341	0.0004	0.0531	0.0010	0.62	226	216	331	84	65
Zr8	4	104	0.66	0.240	0.005	0.0343	0.0004	0.0507	0.0011	0.55	218	217	229	100	95
Zr9	8	211	0.53	0.239	0.004	0.0342	0.0004	0.0507	0.0011	0.55	217	216	228	73	95
Zr10	5	147	0.58	0.244	0.004	0.0343	0.0004	0.0516	0.0009	0.64	222	217	267	81	81
Zr11	6	158	0.65	0.264	0.005	0.0344	0.0004	0.0558	0.0011	0.58	238	218	442	90	49
Zr12	6	163	0.60	0.245	0.004	0.0347	0.0004	0.0513	0.0009	0.65	223	220	255	79	86
Zr13	47	139	0.37	4.980	0.061	0.3192	0.0036	0.1131	0.0013	0.93	1816	1786	1850	40	97
Zr15 rim	4	119	0.54	0.252	0.005	0.0343	0.0004	0.0534	0.0011	0.56	228	217	346	97	63
Zr15 mid	10	227	1.36	0.235	0.004	0.0339	0.0004	0.0502	0.0009	0.68	214	215	206	78	104
Zr15 core	6	138	1.09	0.234	0.005	0.0339	0.0004	0.0500	0.0011	0.54	213	215	193	103	111
Zr16	3	69	0.48	0.241	0.006	0.0341	0.0004	0.0514	0.0014	0.45	220	216	259	122	83
Zr17	8	227	0.54	0.238	0.004	0.0337	0.0004	0.0513	0.0009	0.67	217	214	253	77	85
Zr18	5	150	0.60	0.238	0.005	0.0324	0.0004	0.0533	0.0011	0.59	217	205	339	91	60
Zr19	8	220	0.67	0.237	0.004	0.0337	0.0004	0.0510	0.0009	0.68	216	213	242	79	88
Zr20	4	112	0.59	0.230	0.005	0.0337	0.0004	0.0496	0.0012	0.51	211	214	175	109	122
Zr21	7	186	0.56	0.240	0.004	0.0339	0.0004	0.0514	0.0009	0.66	219	215	257	80	84
Zr22	5	137	0.49	0.286	0.006	0.0346	0.0004	0.0600	0.0013	0.56	256	219	603	92	36
Zr25	5	131	0.56	0.239	0.005	0.0339	0.0004	0.0511	0.0011	0.57	217	215	246	95	87
Sample LP07															
Zr1	9	238	0.73	0.243	0.004	0.0352	0.0004	0.0501	0.0007	0.74	221	223	197	34	113
Zr2	6	181	0.47	0.237	0.004	0.0335	0.0004	0.0513	0.0008	0.69	216	213	256	36	83
Zr3	5	128	0.51	0.249	0.004	0.0347	0.0004	0.0520	0.0009	0.66	225	220	286	39	77
Zr4	5	141	0.32	0.241	0.004	0.0346	0.0004	0.0505	0.0008	0.69	219	219	219	36	100
Zr5	10	216	1.26	0.247	0.004	0.0349	0.0004	0.0514	0.0007	0.78	224	221	257	31	86
Zr6	5	129	0.35	0.246	0.004	0.0351	0.0004	0.0509	0.0008	0.69	224	222	235	37	94
Zr7	5	150	0.31	0.246	0.004	0.0342	0.0004	0.0522	0.0009	0.68	224	217	294	37	74
Zr8	32	432	0.59	0.566	0.007	0.0690	0.0008	0.0595	0.0007	0.92	456	430	585	24	74
Zr10	3	97	0.35	0.259	0.005	0.0348	0.0004	0.0539	0.0011	0.59	234	221	368	43	60
Zr11	18	395	1.53	0.241	0.003	0.0333	0.0004	0.0525	0.0007	0.80	220	211	307	30	69
Zr12	6	183	0.35	0.250	0.004	0.0343	0.0004	0.0527	0.0008	0.70	226	218	317	35	69
Zr13	3	52	0.66	0.448	0.009	0.0582	0.0007	0.0559	0.0011	0.58	376	365	447	42	82
Zr14	4	116	0.41	0.243	0.006	0.0345	0.0004	0.0512	0.0013	0.47	221	218	248	58	88
Zr15	116	311	0.24	6.703	0.076	0.3537	0.0038	0.1374	0.0015	0.96	2073	1952	2195	18	89
Zr16	5	143	0.55	0.241	0.004	0.0350	0.0004	0.0499	0.0009	0.63	219	222	191	40	116
Zr17	5	138	0.42	0.250	0.004	0.0344	0.0004	0.0527	0.0009	0.64	227	218	316	39	69
Zr18	6	131	0.33	0.322	0.005	0.0450	0.0005	0.0519	0.0008	0.72	283	284	283	34	100
Zr19	16	336	1.40	0.242	0.003	0.0351	0.0004	0.0501	0.0007	0.79	220	223	197	31	113
Zr20	11	255	0.76	0.287	0.004	0.0386	0.0004	0.0539	0.0007	0.77	256	244	365	31	67

Zr21	4	119	0.52	0.251	0.006	0.0345	0.0004	0.0529	0.0012	0.51	228	218	324	51	67
Zr22	4	98	0.39	0.247	0.005	0.0345	0.0004	0.0518	0.0011	0.55	224	219	278	46	79
Zr23	6	150	0.46	0.246	0.004	0.0346	0.0004	0.0517	0.0008	0.57	224	219	270	37	81
Zr24	6	174	0.34	0.246	0.004	0.0347	0.0004	0.0514	0.0008	0.71	223	220	259	35	85
Zr25	4	91	0.58	0.267	0.005	0.0346	0.0004	0.0559	0.0011	0.56	240	219	449	44	49
Zr26	5	145	0.46	0.241	0.004	0.0347	0.0004	0.0503	0.0008	0.68	219	220	210	37	105
Zr28	5	146	0.33	0.237	0.004	0.0348	0.0004	0.0494	0.0008	0.68	216	220	165	37	133
Zr29	5	137	0.60	0.245	0.004	0.0346	0.0004	0.0515	0.0009	0.64	223	219	261	39	84
Zr30	11	291	0.50	0.246	0.003	0.0346	0.0004	0.0516	0.0007	0.77	223	219	266	31	82

beds (0.50 cm–10 m in thickness) showing root traces and sandstone beds (1 dcm–2 m thick) displaying planar cross-stratification (Fig. 5A and B). Some reddish-coloured limestone levels, less than 30 cm thick, are also present.

A petrographical study reveals that the sandstone beds mainly contain claystone chips, monocrystalline quartz, plagioclase and rare altered porphyritic volcanic fragments with plagioclase phenocrysts within a microlitic groundmass (Fig. 3B). The fine-grained matrix is rich in Fe-oxide. Silicification is locally observed. The limestone levels also contain detrital clasts, mainly monocrystalline quartz and plagioclase similar to those within the sandstones, scattered in a sparite to microsparite cement containing opaque minerals (Fe-oxides).

At about 100 m above the southernmost contact with the mafic rock unit, a 4-m-thick grey tuffite layer showing thinning-up beds (several dm to about a cm in thickness) is interbedded within the red silty claystones (Fig. 5C). The recognizable volcanic clasts may represent up to about 30 vol% of the rock. It also contains a significant amount of scattered red claystone clasts (a few mm to several dm in size, Fig. 5D), especially at the base of the layer, and white carbonate “clasts” (1 mm–4 cm in size), aligned in the stratification. The upper part of this intercalation is finer grained and laminated (Fig. 5C). Sample LP 57 was extracted from the base of the grey tuffite layer.

Monocrystalline quartz grains are frequent in the grey tuffite layer (Fig. 3C, sample LP 57). Many of them display elongated angular to sub-angular shapes. Some rhyolitic quartz grains, occurring either within rock fragments, with embayments against the volcanic groundmass, or as isolated crystals, have also been observed. Pseudomorphs of hydroxyl-rich minerals are mainly filled by opaque mineral grains. Additional elements include polycrystalline quartz, altered feldspars (among which plagioclase is partly replaced by calcite), biotite and muscovite grains, sedimentary rock fragments, (i.e. micritic to microsparitic limestones, red claystones), quartz- and mica-rich metamorphic rock fragments and microcrystalline to cryptocrystalline clasts. Calcite is abundant, either forming microsparitic to micritic aggregates (Fig. 3C), replacing former minerals (especially feldspars), or scattered within a minute grained matrix. Among the accessory minerals apatite is relatively abundant. Tourmaline and zircon are also present.

The upper part of the formation and the transition to the overlying Luang Prabang Tuffites Formation, observed only in the north of the Mekong River (Fig. 2), is composed of 1–3 m thick beds of medium- to coarse-grained sandstones interbedded with red silty claystones beds (1–5 m in thickness). Some conglomeratic levels show 3D megaripples.

Interpretation: This study specifies the vertical evolution of the depositional environment of the Red Claystones Formation, which was mostly considered as an alluvial plain, undergoing a few fluvial inputs (Table 1), by Bercovici et al. (2012). In fact, from the base to the top, the depositional environments of the Red Claystones Formation evolve from an alluvial plain to an alluvial fan (grey tuffite debris flow) and then to a more fluvial setting typical of bed-load rivers (Fig. 4). The calcareous layers likely result from calcite precipitation in the sediments, related to pedogenic processes, and could represent paleosols.

In the Red Claystones Formation, the occurrence of volcanic rock fragments, rhyolitic quartz, plagioclase fragments and opaque mineral-rich pseudomorphs indicates a significant volcanic contribution. The preservation of the volcanic elements and their relative homogeneity suggest epiclastic syn- to inter-eruptive deposits within the sedimentation. Sedimentary and metamorphic rock clasts, such as detrital muscovite and limestone fragments, imply nevertheless a mixing of sources.

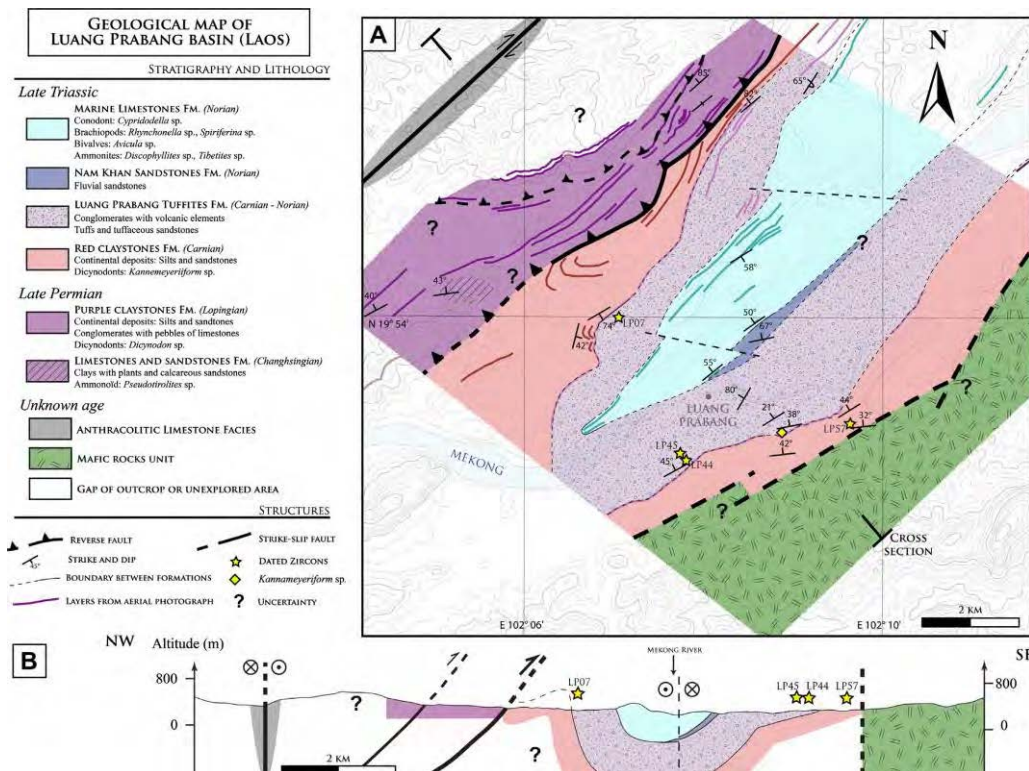


Fig. 2. (A) New geological map of the Luang Prabang Basin and location of the samples selected for U–Pb dating on zircons. (B) Northwest-southeast cross-section.

4.1.3. The Luang Prabang Tuffites Formation

Description: The Luang Prabang Tuffites Formation (Fig. 4) consists of conglomerate beds (several dm to m in thickness) with erosive bases, interstratified in between sandstone beds (1 cm–1 m in thickness; Fig. 5E) that display 3D megaripples. The conglomerates are either massive and matrix supported or exhibit 3D megaripples. They are very poorly sorted, with some boulders up to 60 cm in diameter. The conglomerates are made up of angular pebbles of red to grey siltstones and sandstones (several cm in size), well-rounded black chert pebbles (1–10 cm in size), calcareous clasts devoid of fossils, and by numerous sub-rounded to rounded pebbles of red to black volcanic and/or volcanoclastic rocks (Fig. 5F). The volcanic pebbles display porphyritic textures, with phenocrysts of plagioclase and altered Fe–Mg rich minerals in a trachytic groundmass, or isolated within the matrix.

The sandstones contain at least 50 vol% and often more than 75 vol% of angular to rounded shaped volcanic fragments (Figs. 3D, E and F, samples LP 44, 45 and 07 respectively). The fragments display various degrees of alteration and are mainly andesitic in composition. They show porphyritic, microlitic to trachytic and microgranular textures, with plagioclase (both as phenocrysts and microlites, mainly andesine) and possibly a few alkaline feldspars. Some clasts of carbonate rock with a microsparry texture, of siltstone, fine sandstone and siliceous rocks are present. Grains of monocrystalline and polycrystalline quartz, biotite, zircon, epidote, opaque minerals and calcite have also been observed.

Interpretation: The Luang Prabang Tuffites Formation is characteristic of fluvial deposits. However, the type of these fluvial deposits is difficult to specify because of the poor quality of the outcrops. Indeed, the conglomerates and sandstones could be attributed either to alluvial fan (debris flow deposits) or proximal braided river deposits. The high volcanogenic clast content in the tuffites indicates a significant volcanic contribution. The rather restricted variation in the volcanic fragment nature suggests a single main source for the magmatism. All together, the large relative content in volcanoclasts, their shape and relative homogeneity suggest a rather proximal volcanic source.

4.1.4. The Nam Khan Sandstones Formation

Description: The Nam Khan Sandstones Formation (Fig. 4) is mainly composed of fine- to medium-grained sandstones and red claystones (Fig. 5G). The claystones, more abundant in the lower part of the formation, display intense bioturbation (monospecific burrows; Fig. 5H). The sandstones contain mud clasts accumulated up to 1 m thick to the base of the beds. They are characterized by a few 3D current ripples and megaripples (Fig. 5G). The measured palaeocurrents indicate a predominant flow towards the south (Fig. 4).

The sandstones (Fig. 3G) are composed of well sorted various elements (0.5–1 mm in diameter). Among the elements are included monocrystalline and microcrystalline quartz, plagioclase, perthitic feldspar, a few altered biotite, fragments of granitic

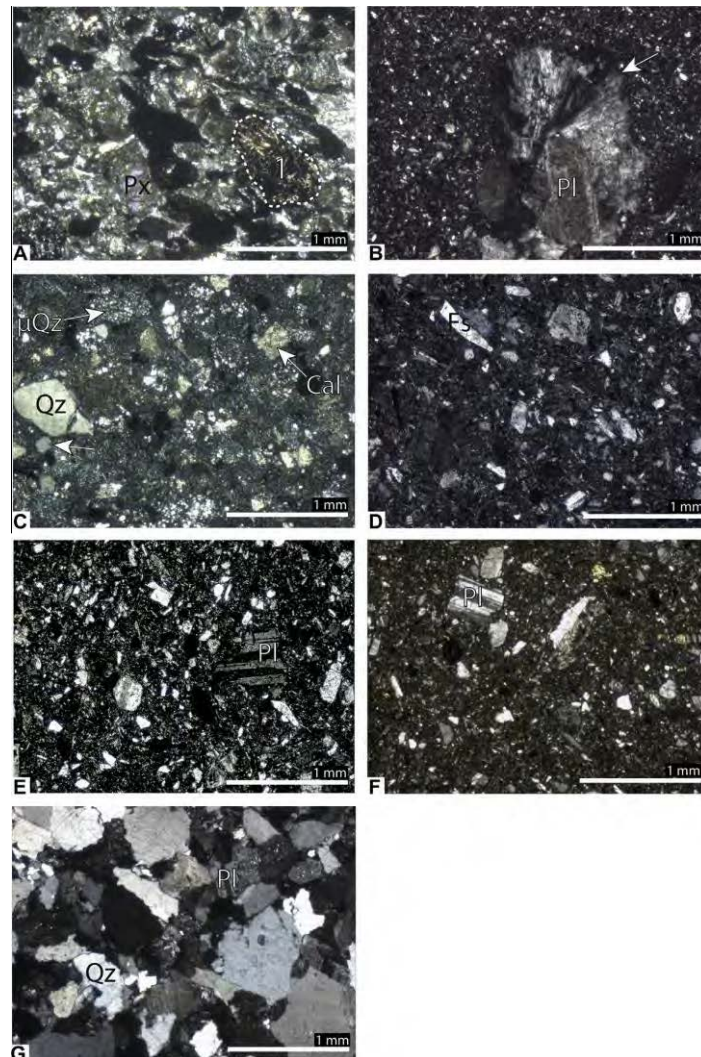


Fig. 3. Main petrographic characteristics of representative samples. (A) Purple Claystones Formation. 1: Altered volcaniclast, highlighted by a dashed line. (B) Sandstone from the Red Claystones Formation; the arrow points to a silicified zone. (C) Grey tuffite from the Red Claystones Formation (sample LP 57): the quartz is monocrystalline (left) or cryptocrystalline (top) and sometimes displays embayment (pointed to by an arrow). (D, E) Volcaniclastic-rich tuffaceous sandstone from the Luang Prabang Tuffites Formation (samples LP 44, LP 45, respectively). (F) Tuffaceous sandstone from the Luang Prabang Tuffites Formation (sample LP 07). G: Sandstone from the Nam Khan Sandstones Formation; Px: pyroxene, Pl: plagioclase; Qz: quartz; μ Qz: microcrystalline quartz; Cal: calcite; Fs: Feldspar. Cross polarized light.

plutonic and/or metamorphic rocks (granular texture with quartz and feldspars, mica-schist fragments), volcanic fragments with microlitic texture and sedimentary clasts (fine sandstone to siltstone). Some sandstones contain carbonate aggregates, 0.5–1 mm wide, displaying microsparry filled microcracks and some peloids.

Interpretation: The Nam Khan Sandstones Formation is thought to correspond to bed-load fluvial systems with mainly southward flow. The claystone levels, which are intensively bioturbated, attest to an alluvial plain setting with lake or pond deposits. The carbon-

ate aggregates likely result from pedogenesis. The composition of the sandstones shows that the clastic supply is derived from several source types: plutonic and/or metamorphic, volcanic and sedimentary.

4.1.5. The Marine Limestones Formation

Description: The top of the succession is made up of bioclastic limestones (Fig. 4), including stromatolites, especially at the base of the formation. The bioclasts are mainly rhynchonellas,

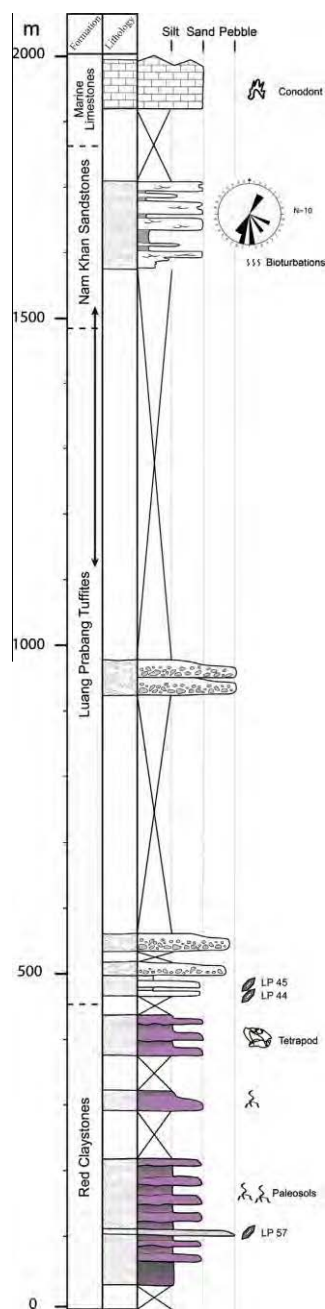


Fig. 4. Sedimentological log from the south of the Mekong River.

gastropods, crinoids, spicules and undetermined shell fragments. During this study, conodonts have also been found and identified

as *Cypridodella* sp. (*Cypridodella* is a senior synonym of *Mockina*, Goudemand, Zurich University, pers. com., 2012), which indicates a Norian age. These limestones also contain calcite grains, a few terrigenous clasts, altered plagioclase and rounded quartz. They display wackestone to mudstone textures.

Interpretation: The Marine Limestones Formation corresponds to the deposition of a carbonate platform (Marine Limestones Formation of Counillon, 1896). This study confirms the Norian age of this formation. The terrigenous inputs indicate the presence of adjacent continental areas.

4.2. Vertebrate palaeontology and new stratigraphic data

New outcrops of the Red Claystones Formation were surveyed to the south of the Mekong River, and a new dicynodont skeleton, a group widely used for Late Permian and Triassic stratigraphy (e.g. Angielczyk and Kurkin, 2003), was found (Fig. 2). At present, the ventral part of the skull and parts of the post-cranial elements are still embedded in the hard rock. Only the skull roof was extracted and can be used for identification. Many bones are associated with the skull, the bones were not significantly rolled or blunted, and the surfaces of some skull bones even show an original cancellous ornamentation, so that reworking can be excluded. The dead body was probably transported with the sediment supply explaining why the bones are no longer rigorously connected. The skull (Fig. 6) is high with very broad interorbital region. The specimen displays many features, which are typical of the Kannemeyeriiformes, a group that includes the Kannemeyeriidae *sensu stricto*, the Stahleckeriidae and the Shansiodontidae (Kammerer et al., 2011, pp. 133–135). Further considerations into the classification and phylogeny of these dicynodonts are provided by Cox and Li (1983), Maisch (2001) and Kammerer et al. (2011). The Kannemeyeriiformes are known from the late Olenekian to the late Carnian. Preliminary study has shown that the Kannemeyeriiform from Laos seems to be very similar anatomically to *Stahleckeria* from the Santa Maria Formation of Brazil (see von Huene, 1935; King, 1988; Vega-Dias et al., 2005, for detailed descriptions of South American *Stahleckeria*).

4.3. U–Pb zircon geochronology

The significant amount of volcanic components in the Red Claystones Formation and in the Luang Prabang Tuffites Formation, as well as the occurrence of zircon grains as an accessory mineral in most of the samples from these formations, can be used to constrain the maximum age of deposition for these formations using the U–Pb geochronology method.

4.3.1. Red Claystones Formation to the south of the Mekong River (Sample LP 57)

Seventy-five zircon grains from the grey tuffite unit interbedded in the Red Claystones Formation (see Fig. 3C for the thin section, Fig. 4 for the stratigraphic position and Figs. 5C and D for outcrop details) were analysed. Zircons were separated into two different sets (LP 57a and LP 57b) according to their shapes.

The first set of zircons (LP 57a in Table 2) is characterized by a light pink colour and an elongated, euhedral prismatic shape. Cathodoluminescence (CL) reveals well-developed growth zoning (Fig. 7A), one of the most typical features of magmatic zircon (Corfu et al., 2003).

Twenty-nine analyses on 27 zircons were performed (Table 2). These zircon grains are characterized by a fairly consistent low Pb (4–20 ppm) and U (116–497 ppm). In a Tera–Wasserburg Concordia diagram (Fig. 8A), this set of zircons plots in a concordant to sub-concordant position. These 29 analyses yield a mean



Fig. 5. (A, B, C, and D) Red Claystones Formation. (A) Intercalation of the sandstone levels. (B) Root traces (highlighted by a dashed line). (C) Grey tuffite level. (D) Detail of the base of the grey tuffite level. (E and F) Luang Prabang Tuffites Formation. (E) Interbedding between tuffaceous conglomerates and tuffaceous sandstones. (F) Detail of a conglomeratic level. (G and H) Nam Khan Sandstones Formation. (G) Typical 3D megaripples in sandstone bars. (H) Bioturbated facies.

weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ date of 224.9 ± 1.0 Ma (MSWD = 0.13). We consider that this date of 225 ± 1 Ma represents the maximum age of deposition for this tuffite.

The second set (LP 57b in Table 2) is characterized by zircon grains presenting a very rounded shape. Their cathodoluminescence intensity is often lower than those displayed by the first set of zircons (Fig. 7B). The Pb and U contents also display greater variations. The Pb contents vary from values similar to those displayed by the first set of zircons (8 ppm) and reach values as high as 315 ppm. The U contents follow the same trend and are comprised between 71 ppm and 1016 ppm.

Plotted in a Wetherill Concordia diagram (Fig. 8B), they plot in a concordant to discordant position and do not define a simple trend.

A relative probability diagram (Fig. 8B inset) for the more than 90% concordant data allows to define two main peaks: the main peak defined by 29 analyses yields a mean weighted $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date of 1872 ± 15 Ma. Another minor peak, defined by a population of four analyses, yields an imprecise mean weighted $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date of 1602 ± 41 Ma (Fig. 8B inset). The remaining analyses plot sub-concordantly to discordantly with apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ dates ranging from 2.74 Ga down to 229 Ma (Fig. 8B). These data demonstrate that an older Palaeo- to Meso-Proterozoic basement was present in the region and that some of the zircon grains were sedimented or reworked from older sediments in the tuffite. The metamorphic rock fragments (see Section 4.1) could come from this old basement.

4.3.2. Luang Prabang Tuffites Formation to the south of the Mekong River (Sample LP 44 and LP 45)

4.3.2.1. Sample LP 44. Zircon grains found in the lower part of the Luang Prabang Tuffites Formation to the south of the Mekong River have been dated (see Fig. 3D for the thin section and Fig. 4 for the stratigraphic position of this sample). The zircons were generally euhedral with nicely defined magmatic zoning (Fig. 7C), while a few rounded grains with darker colours in CL imaging and faint zoning were also found (Fig. 7D). Thirty-six analyses were performed on 35 different zircon grains (Table 2). With the exception of grains 31–37, the majority of the grains present fairly consistent Pb (2–11 ppm) and U (62–297 ppm) contents. Plotted in a Tera-Wasserburg Concordia diagram (Fig. 8C), the data define three different populations. One population ($N = 29$) plots in a concordant to sub-concordant position and yields a concordia date (as per Ludwig, 1998) of 220.7 ± 0.95 Ma (Fig. 8C inset). The second population is defined by seven analyses with a mean $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date of 1875 ± 27 Ma (MSWD = 1.6). Finally, one grain (Zr35) plots in a sub-concordant position with a $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date of 3186 ± 18 Ma. We interpret the date of 221 ± 1 Ma as the maximum age for the deposition of this sample. The two other dates (ca. 1875 Ma and 3186 Ma) demonstrate that older (Archaean to Palaeo-Proterozoic) terrains were dismantled and sedimented or re-sedimented in their present location.

4.3.2.2. Sample LP 45. Zircon grains were found in sample LP 45, from an outcrop stratigraphically located at about 15 m above sample LP 44 (see Fig. 3E for the thin section, Fig. 4 for the stratigraphic position). Most of the zircon grains are euhedral and show a well-defined zonation in CL (Fig. 7E), but some display a darker colour in CL imaging and a more rounded shape. Twenty-five analyses were performed on 22 zircon grains (Table 2). Plotted in a Tera-Wasserburg Concordia diagram (Fig. 8D), most of the analyses define a population plotting concordantly to slightly discordantly. Among them, 21 analyses yield a weighted $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mean date of 216.2 ± 1.1 Ma (MSWD = 0.46). The position of the remaining four analyses can be explained by the presence of common Pb incorporated in the grain lattice combined with various degrees of Pb-loss. Another grain (Zr13) plots in a sub-concordant position with an apparent $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ date of 1850 ± 40 Ma (1σ). In light of the present data, we argue that the maximum age for the deposition of this sample is 216 ± 1 Ma. Once again, an inherited Palaeo-Proterozoic component in the zircon population is evidenced in this sample.

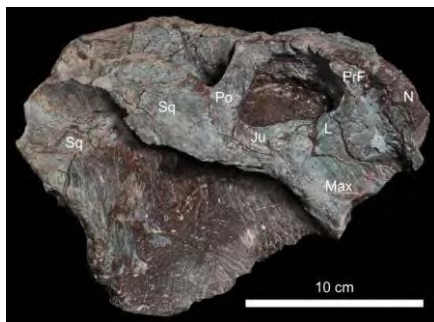


Fig. 6. Kannemeyeriiform (Synapsida, Dicynodontia) (Red Claystones Formation, south of the Mekong River, Laos, Triassic): Sub-complete skull in right lateral view. J: Jugal; L: Lacrimal; Max: Maxillary; N: Nasal; Po: Postorbital; PrF: Prefrontal; Sq: Squamosal.

4.3.3. Luang Prabang Tuffites Formation to the north of the Mekong River (Sample LP 07)

Zircons found in the lower part of the Conglomerates and Tuffaceous Sandstones Formation (north of the Mekong River) were dated using U/Pb geochronology (see Fig. 3F for the thin section, Fig. 4 for the stratigraphic position). Numerous zircon grains were found in this sample. The zircons were usually light pink, euhedral and elongated with nicely defined magmatic zoning (Fig. 7F). Some, however, were more oval-shaped with much darker colours in cathodoluminescence and faint zonings (Fig. 7G).

Twenty-eight analyses were performed on 28 different grains (Table 2). Except the grains 8, 13, 15, 18 and 20 (the darker grains in CL), they are characterized by fairly consistent low Pb (4–18 ppm) and U (91–395 ppm) contents. Plotted in a Tera-Wasserburg Concordia diagram (Fig. 8E), they do not define a simple trend. One group of concordant to sub-concordant data (22 analyses) have a very well constrained $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ mean date of 219 ± 1.2 Ma (MSWD = 1.3). Sixteen of these analyses allow to calculate a concordia date of 220.2 ± 1.7 Ma (Fig. 8E inset). The rest of the grains plot in a concordant to discordant position with apparent dates of ca. 283 Ma (grain 18), 365 Ma (grain 13) and 2195 Ma (grain 15), while grains 20 and 8 cannot provide any meaningful age constraint. In light of these data, we can conclude that the maximum age for the deposition of sample LP 07 is 219 ± 1 Ma, i.e. Late Triassic. The remaining data (from ca. 2195 Ma down to 283 Ma) show that the erosion of several types of rocks, different in age and probably in nature, was involved in the formation of this volcano-sedimentary succession.

5. New geological map of the Luang Prabang Basin and stratigraphic implications

To the south of the Mekong River, the studied series (excluding the mafic rock unit) continuously dip to the NW (Fig. 2A). To the northwest of the map, the SW-NE trending beds dip at a high angle to the SE, and are locally reversed, affected by SW-NE reverse faults. Therefore, the overall structure corresponds to an asymmetric syncline, opened to the NE, with a SW-NE trending axial plan and limited by sub-parallel reverse faults to the NW (Fig. 2A and B). Some layers of the Luang Prabang Tuffites Formation are of the same ages on both sides of the Mekong River: 220.2 ± 1.7 Ma to the north and 220.70 ± 0.95 Ma to the south, which is consistent with the overall syncline structure. The reverse faults and the asymmetric syncline are compatible with the same horizontal shortening event. A similar NW-SE shortening direction was evidenced in Laos to the west of Vientiane (Fig. 1) where it is dated as Late Jurassic (Stokes et al., 1996).

To the extreme NW of the map (Fig. 2), limestones corresponding to the Anthracolithic facies (Saurin, 1962) are strongly deformed. Structural data suggest NE-SW strike-slip faults with dextral displacement. The chronological relationship of this deformation relative to the NW-SE shortening is unknown. To the SW of the map (Fig. 2), the nature of the contact between the Mafic Rock Unit and the Red Claystones Formation (Fig. 2) is unknown. A fault is inferred from the aerial photographs, but an angular unconformity also remains another plausible hypothesis. The eastern part of this contact is broadly parallel to the northern strike-slip faults observed in the Anthracolithic Limestones and to a major fault zone shown by Saurin (1962) immediately SE of the studied area. These parallel faults could correspond to the same deformation event that provides major structures dividing the Indochina block in models of the evolution of SE Asia (e.g. Lepvrier et al., 2008; Sone and Metcalfe, 2008).

The overall structure (asymmetric syncline and NW reverse faults) totally contrasts with the anticline described by Saurin

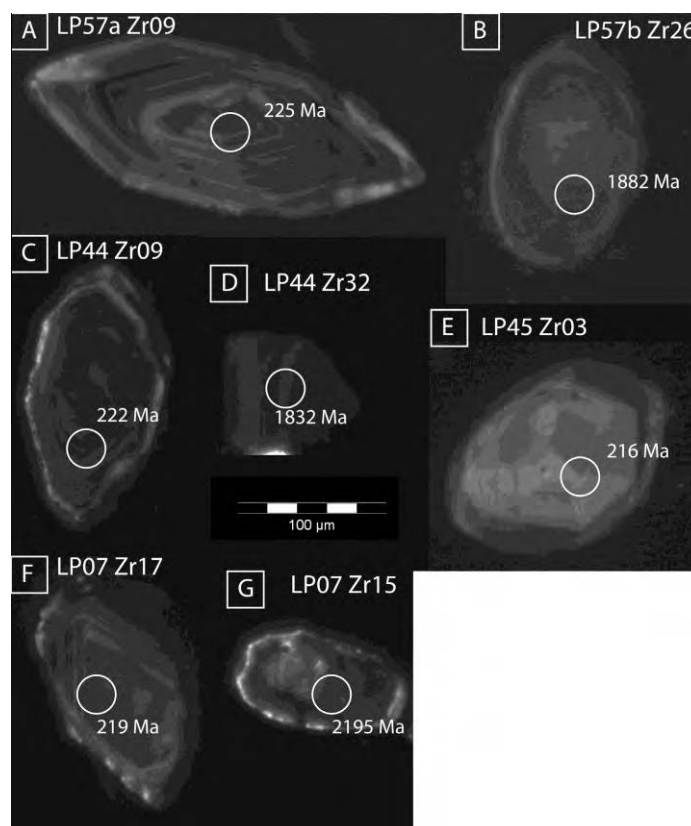


Fig. 7. Cathodoluminescence images of selected zircon grains from the Red Claystones Formation (A, B, sample LP 57), the Luang Prabang Tuffites Formation, south of the Mekong River (C, D, E, samples LP 44 and LP 45), and north of the Mekong River (F, G, sample LP 07). Circles indicate analytical spots with a diameter of about 26 μm . (A, C, E and F) typical euhedral and zoned zircon grains; (B, D, G) rounded zircon grains.

(1962), for the same area. This has severe stratigraphic implications, consistent with our new geochronological results.

Most of the contacts were not observed in the field. The stratigraphic position of the Purple Claystones Formation relative to that of the Limestones and Sandstones Formation is unknown. Thus, the contact is not drawn on the map and the same colour is used for these two formations (Fig. 2A and B). Nevertheless, these formations were dated as Late Permian (Bercovici et al., 2012; see Section 2).

A major thrust zone is proposed to separate the Purple Claystones Formation from the Red Claystones Formation. To support this interpretation, several reverse faults were observed in the field immediately to the northwest of the thrust. From the geochronological results of this study (Section 4.3), the maximum age of the Red Claystones Formation is Late Triassic (Carnian), whereas the Purple Claystones Formation is Late Permian based on biostratigraphic data (Battail, 2009). Therefore, a significant gap, from the Early to the Middle Triassic, separates the Purple Claystones and the Red Claystones formations. Assuming huge throws along the thrusts, such a gap could be, at least partly, explained by the deformation. Nevertheless, a stratigraphic unconformity (later faulted) can also account for such a gap. In

Vietnam, the Permian–Triassic boundary is described as an unconformity that is associated, or not, with a stratigraphic gap from one basin to the other (Thanh and Khuc, 2006; Thanh, 2007). As the Luang Prabang Basin was located on the same Indochina Block as most of the Vietnam basins, a stratigraphic Permian–Triassic unconformity likely occurs in Laos. Due to thrusting in the Luang Prabang Basin, further investigations in other Laos basins are necessary in order to estimate the duration of Permian–Triassic stratigraphic potential gap.

The contact separating the Red Claystones Formation from the Luang Prabang Tuffites Formation is likely concordant. Indeed, the strikes and the dips of the sedimentary layers from each side of the contact were measured to be about the same in the field. In contrast, the contacts of the base and the top of the Nam Khan Sandstones Formation are possibly slightly discordant, as indicated by the observed stratification (Fig. 2A). The Nam Khan Sandstones Formation is not observed on both sides of the syncline. This may result from (i) a local non-deposition or lateral facies variation, or (ii) a low-angle unconformity of the Marine Limestones Formation. According to Fromaget (1929), the Marine Limestones Formation occupying the centre of the syncline is Norian in age and its basal contact is an unconformity.

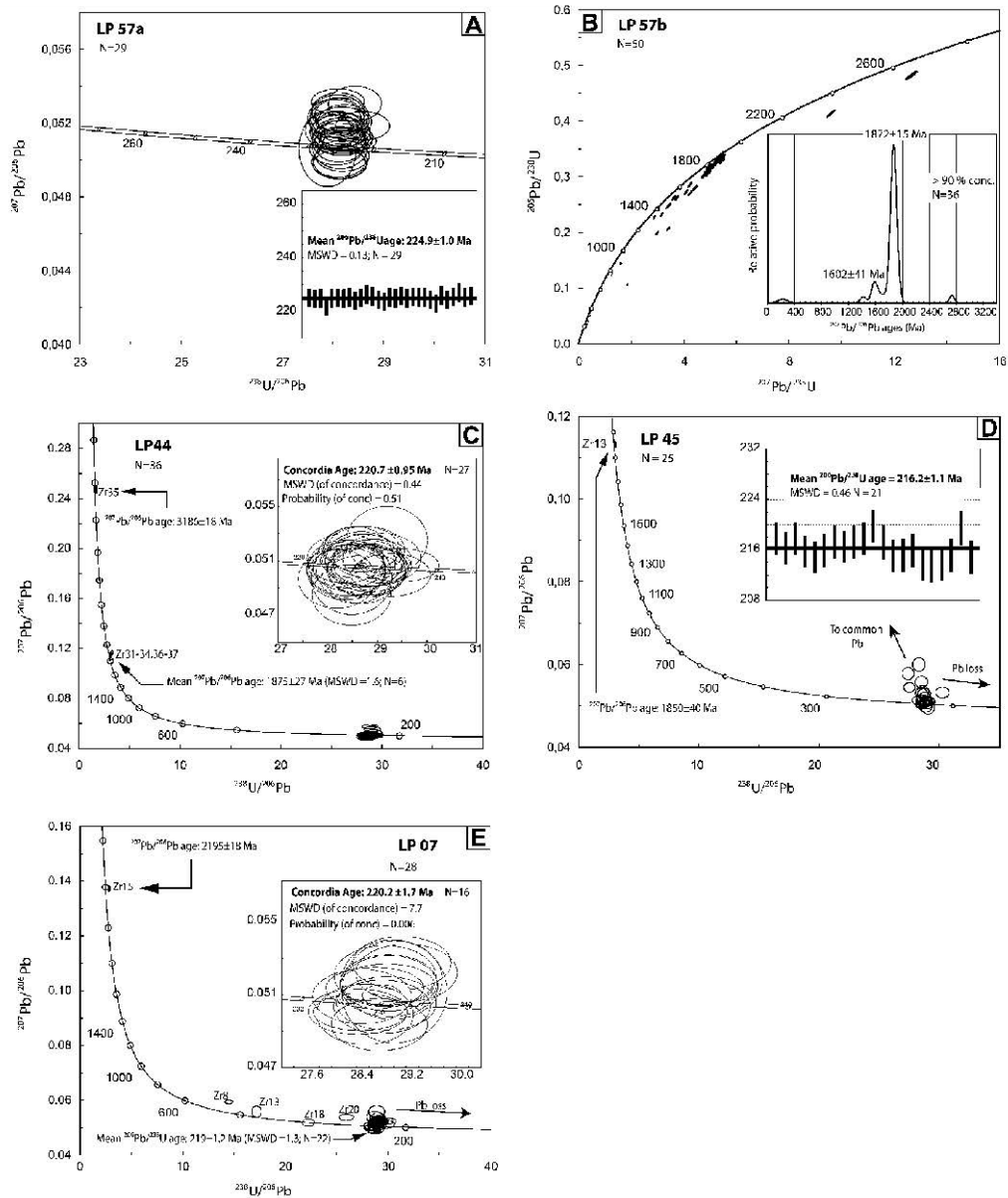


Fig. 8. Geochronological diagrams. (A) Tera-Wasserburg Concordia diagram for the euhedral zircon grains from the Red Claystones Formation (south of the Mekong River, sample LP 57a). The inset shows the weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age for the 29 concordant to sub-concordant grains; (B) Wetherill Concordia diagram for the rounded zircon grains from the Red Claystones Formation (south of the Mekong River, sample LP 57b). The inset shows the relative probability curve for the more than 90% concordant data; (C) Tera-Wasserburg Concordia diagram for euhedral and rounded zircon grains from the Luang Prabang Tuffites Formation (south of the Mekong River, sample LP 44). The inset shows the 27 concordant grains and the resulting concordia age; (D) Tera-Wasserburg Concordia diagram for euhedral and rounded zircon grains from the Luang Prabang Tuffites Formation (south of the Mekong River, sample LP 45). The inset shows the weighted mean $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age for the 21 concordant to sub-concordant grains; (E) Tera-Wasserburg Concordia diagram for euhedral and rounded zircon grains from the Luang Prabang Tuffites Formation (north of the Mekong River, sample LP 07). The inset shows the 16 concordant grains and the resulting concordia age. All errors are plotted at 1 sigma, but where data are combined for age calculations, the final results are provided with 95% confidence limits.

6. Discussion

The Permian–Triassic depositional environments of the Luang Prabang Basin mainly correspond to alluvial plains with fluvial deposits typical of bed-load rivers and local alluvial fans (debris flow). The sediments contain numerous components (fragments of silicic sedimentary, plutonic, volcanic and metamorphic rocks or crystals) implying various sources. Additionally, all the conglomerates preserved within these series contain carbonate pebbles. However, only the Permian deposits contain pebbles with marine fauna typical of the Pennsylvanian to the Middle Permian (see Section 2; Saurin, 1956; Fontaine, 2002; Thanh and Khuc, 2006). These pebbles are absent in the Triassic deposits, indicating a change in the carbonate sources from the Permian to the Triassic (Fig. 9). The nature, shape and alteration of the volcanoclasts in the Late Permian deposits suggest rather distal and distinct volcanic sources, possibly of different ages. No evidence of a synsedimentary Late Permian volcanic activity was found in the Luang Prabang Basin.

In contrast, for the Triassic deposits, we have obtained maximum deposition ages from euhedral zircon grains, and the age succession is perfectly consistent with the observed polarity and the

stacking of the volcano-sedimentary layers (Fig. 9). In addition, the euhedral shapes of the zircon crystals suggest a crystallization within the volcanoclasts reworked in the sediments. Therefore, the ages getting younger in the sedimentary succession indicate that the basin was infilling with newly produced volcanoclasts, as time proceeded. This likely implies that each of the Late Triassic layers that have been dated correspond to syn- to inter-eruptive re-sedimentation episodes as defined by Manville et al. (2009). For these authors, such epiclastic episodes mainly occur in between successive eruptive periods cumulating the products of several volcanic eruptions and lasting from several years to millennia, which correspond to shorter time-scales than the uncertainties on the obtained ages. Given the uncertainties on the ages of approximately 1 Ma, we therefore consider that the sedimentation and the volcanic activity were contemporaneous. The assumption still holds for inter-eruptive epiclastic episodes over time scales up to several hundreds of millennia, which are much longer than those proposed by Manville et al. (2009). For example, the erosion of lava flows requires more time than the reworking of unwelded, unconsolidated pyroclastic deposits. From our petrographical observations, these two types of volcanic deposits were possibly reworked in the Luang Prabang sediments. Clasts of eroded lava flow may dominate

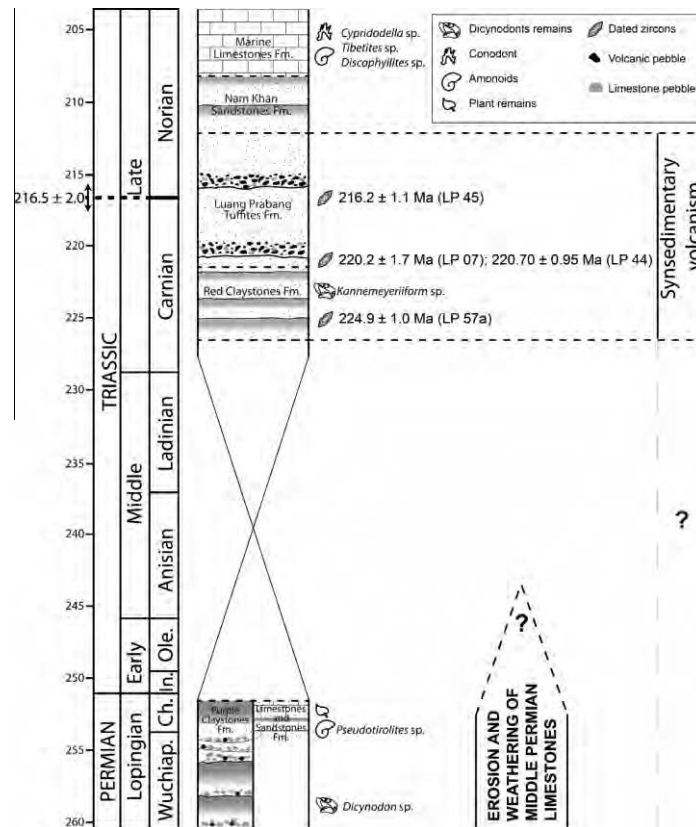


Fig. 9. Sedimentological log of the Luang Prabang Basin; Wuchiap.: Wuchiapingian; Ch.: Changhsingian; In.: Induan; Ole.: Olenekian. Time scale from the International Stratigraphic Chart, International Commission on Stratigraphy, 2010.

because highly vesiculated rock fragments are absent from our deposits, thus involving relatively long lasting erosive time periods. However, the absence of highly vesiculated rocks may also result from a significant sorting of the volcaniclasts during the fluvial transport to the basin. Additionally, from the uncertainties on the geochronological results, it is not possible to infer whether the obtained age at a given level in the succession results from a single or several successive eruptive episode(s).

As a whole, the observed age succession reflects a relatively long time period of eruptive activity, corresponding to an "eruptive epoch" in the sense of Manville et al. (2009). It lasted 7–11 million years in between ca. 225 to ca. 216 Ma. This duration for the volcanic activity is at a minimum considering the exact locations of the dated samples relative to the base and the top of the succession (Fig. 4). Volcanism was thus active during a Late Triassic significant time period. The erosion of old extinct volcanoes to supply the Late Triassic sediments of the Luang Prabang Basin is very unlikely. Indeed, if extinct volcanoes had been eroded and the associated volcanic deposits (fall deposits, pyroclastic and/or lava flow) had been reworked, the vertical distribution of the ages of the clasts in the basin would have been significantly different from our results. In such a case, the expected ages should become older and/or be more dispersed as one goes up in the sedimentary succession. Thus, in the following, the maximum ages that we have obtained can be assumed to correspond to those of the sediment deposition in the basin. This assumption is reasonable taking into account uncertainties and durations from both our results and the involved processes.

As a consequence, using the 2010 chart from the International Commission on Stratigraphy, the sedimentation of the Red Claystones Formation is Carnian in age, and the Luang Prabang Tuffites Formation is Late Carnian to Norian (Fig. 9). Recently, Lucas et al. (2012) reconsider the Carnian–Norian boundary to be as old as near 220 Ma, implying that the Luang Prabang Tuffites Formation could be entirely Norian.

In addition, potential biostratigraphical implications stem from the discovery of the new dicynodont Kannemeyeriiform within the Red Claystones Formation. As far as we know, no radiometric dating is yet available in layers containing such dicynodonts. Indeed, Kannemeyeriiformes are inferred, from poorly constrained biostratigraphic data, to exist from the Olenekian (Early Triassic) to the late Carnian (Late Triassic). Therefore, this study provides the first direct evidence that the Kannemeyeriiformes, close to the genus *Stahleckeria*, lived during Carnian, at least from $\sim 225 \pm 1$ to $\sim 221 \pm 1$ Ma (Figs. 4 and 9).

Furthermore, sedimentation rates can be estimated from the relative location of the samples in the succession (Fig. 4) and the obtained radiometric ages (Fig. 8). The thickness of the preserved sediments from the lower part of the Red Claystones Formation ($\sim 225 \pm 1$ Ma) to the lower part of the Luang Prabang Tuffites Formation ($\sim 221 \pm 1$ Ma) is around 400 m. In contrast, only about 15 m separate the two samples from the lower part of the Luang Prabang Tuffites Formation ($\sim 221 \pm 1$ Ma and $\sim 216 \pm 1$ Ma). This implies significantly different preservation rates: ~ 100 m/Ma and ~ 3 m/Ma. Such variations are expected within continental environments in response to accommodation and sediment supply variations (e.g. Legarreta et al., 1993; Olsen, 1995; Currie, 1997; Bourquin et al., 2006). The Red Claystones Formation corresponds to an alluvial plain with a few bed-load rivers, that is expected to preserve more sediment than environments dominated by alluvial fans and/or bed-load rivers, to which the Luang Prabang Tuffites Formation corresponds. In addition, the sequence stratigraphy analysis of the sedimentological log (Fig. 4) suggests that the first 100 m of the observed Red Claystones Formation record a retrogradation trend and is followed by a progradation trend marked by more bed-load river deposits (Fig. 4). This progradational trend

ends within the Luang Prabang Tuffites Formation, exhibiting many by-pass deposits that could explain smaller preservation rates.

Apart from the euhedral zircon crystals, many zircon grains exhibit a rounded shape indicating their detrital (non-volcanic) origin. The obtained ages on these grains range from the Archaean (ca. 3186 Ma) to the Late Palaeozoic (ca. 283 Ma), confirming the diversity of the sediment sources. Within this range, many grains from different samples give a Proterozoic age at ca. 1870 ($1872 \text{ Ma} \pm 15$ in LP 57; 1875 ± 27 Ma in LP 44; 1850 ± 40 Ma in LP 45), which indicates a major tectono-metamorphic event in the basement of at least one of the SE Asian block(s). This Proterozoic event is known in zircon grains from high-grade metamorphic gneisses within the Boashan block (China, NW from Laos, Song et al., 2010) belonging to the Sibumasu Block, in the sense of Sone and Metcalfe (2008). It is also described from detrital zircon grains within the South China Block (China, NE from Laos, She et al., 2012). In Vietnam, some argon data (Nam et al., 2002) from gneisses also suggest a tectono-thermal event of the same age, to the west of Laos (southern South China Block, as defined by Sone and Metcalfe, 2008). Although these ages are unknown in Laos (except zircon grains from recent Mekong River sediments; Bodet and Schärer, 2000), our results indicate that a Proterozoic basement, and/or sediments reworking such a basement, was/were eroding to feed the Luang Prabang Basin during the Late Triassic.

7. Conclusion

To constrain the stratigraphic evolution of the Luang Prabang Basin, SE Asia, a combined field-based sedimentological, structural, geochronological and palaeontological analysis was undertaken. A new geological map that reconsiders the stratigraphy and the ages of the main formations is proposed.

The overall structure of the basin corresponds to a SW-NE asymmetric syncline associated with SW-NE thrusts to the NW and differs from the anticline described in previous studies (Saurin, 1962). The Red Claystones Formation yielded new dicynodont material preliminary identified as a Kannemeyeriiform, close to the genus *Stahleckeria*. This formation is shown to lie below two successive Late Triassic formations, corresponding to the Luang Prabang Tuffites Formation and the Nam Khan Sandstones Formation, which are newly defined and described in this study. The corresponding environments were continental, and varied from fluvial (alluvial fan and bed-load rivers) to alluvial plain (floodplain, lake or pond).

LA-ICPMS U–Pb dating from euhedral zircon grains, extracted from the volcaniclastic sedimentary layers of the basin, demonstrated that a volcanic activity lasted about 9 Ma, from ca. 225 to ca. 216 Ma, i.e. during the Carnian to the Norian. The coherent vertical succession of the ages strongly supports the hypothesis of a synsedimentary volcanism within the Red Claystones Formation and the Luang Prabang Tuffites Formation.

Epilastic volcanic fragments were not the only particles infilling the basin. We also found evidence for various carbonated and silicic non-volcanic sources in the sediments. Among the latter source type, Archaean and Proterozoic detrital zircon grains demonstrate that an old basement, and/or sediments containing fragments of an old basement, was eroding during the Late Triassic.

Additional biostratigraphic data (Fromaget, 1929) date the youngest Marine Limestones Formation of the basin as Norian. Thus, the Late Triassic evolution of the Luang Prabang Basin is confidently established.

The oldest series, some of which contain dicynodont remains (e.g. Counillon, 1896), are Late Permian in age (Battail, 2009; Bercovici et al., 2012). Therefore, the structural organization and

the ages acquired during this study provide evidence for a gap from the Early to the Middle Triassic in the Luang Prabang Basin. Thrusting and/or a stratigraphic unconformity can explain this gap.

Acknowledgements

This work was supported by the INSU/CNRS program INTERR-VIE entitled “Le Permo-Trias, du glaciaire à l’hyperaride: patchwork spatio-temporel complexe” coordinated by S. Bourquin and J.-S. Steyer. We thank J.-P. Cuomo (Naturalia Moulage, Luang Prabang) for his help on the field, as well as Prime Minister’s Office, the Science and Technology Department and the Vice Governor of the Luang Prabang Province who all facilitated our stay and studies in Laos. We thank N. Goudemand (Zurich University) for the conodont identifications. X. Le Coz and Y. Lepagnot (Géosciences Rennes) are acknowledged for thin sections and rock crushing, respectively. Photography of the Kannemeyeriiform is made by L. Cazes (CNRS-MNHN), and the English version of the manuscript is post-edited by S. Mullin. Finally, we thank three anonymous reviewers for their constructive comments.

References

- Angielczyk, K.D., Kurkin, A.A., 2003. Has the utility of *Dicynodon* for Late Permian terrestrial biostratigraphy been overstated? *Geology* 31, 363–366. [10.1130/0091-7613\(2003\)031<0363:HTUODF>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0363:HTUODF>2.0.CO;2).
- Battail, B., 1997. Les genres *Dicynodon* et *Lystrosaurus* (Therapsida, Dicynodontia) en Eurasie: une mise au point. *Géobios*, M.S. 20, 39–48.
- Battail, B., 2009. Late Permian dicynodont fauna from Laos. *Geological Society, London. Special publication* 315, 33–40.
- Bercovici, A., Bourquin, S., Broutin, J., Steyer, J.-S., Battail, B., Vêran, M., Vacant, R., Khenhthavong, B., Vongphamany, S., 2012. Permian continental paleoenvironments in southeastern Asia: new insights from the Luang Prabang basin (Laos). *Journal of Asian Earth Sciences* 60, 197–211.
- Bodet, F., Schärer, U., 2000. Evolution of the SE-Asian continent from U–Pb and Hf isotopes in single grains of zircon and baddeleyite from large rivers. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 64, 2067–2091.
- Bourquin, S., Peron, S., Durand, M., 2006. Lower Triassic sequence stratigraphy of the western part of the Germanic Basin (west of Black Forest): fluvial system evolution through time and space. *Sedimentary Geology* 186, 187–211.
- Burrett, C.F., 1974. Plate tectonics and the fusion of Asia. *Earth and Planetary Science Letters* 21, 181–189.
- Cai, J.-X., Zhang, K.-J., 2009. A new model for the Indochina and South China collision during the Late Permian to the Middle Triassic. *Tectonophysics* 467, 35–43. [http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.003](https://doi.org/10.1016/j.tecto.2008.12.003).
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of Zircon Textures. In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon*. Mineralogical Society of America and Geochemical Society, Washington, DC, United States, pp. 469–500.
- Counillon, J.B.H., 1896. Documents pouvant servir à l’étude géologique des environs de Luang Prabang (Cochinchine). *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences* 123, 1330–1333.
- Cox, B., Li, J.-L., 1983. A new genus of Triassic dicynodont from East Africa and its classification. *Palaeontology* 26, 389–406. *Palaeontological Association: London, United Kingdom*.
- Currie, B.S., 1997. Sequence stratigraphy of nonmarine Jurassic–Cretaceous rocks, central Cordilleran foreland-basin system. *Geological Society of America Bulletin* 109, 1206–1222.
- Feng, Q., Chonglakmani, C., Helmcke, D., Ingavat-Helmcke, R., Liu, B., 2005. Correlation of Triassic stratigraphy between the Simao and Lampang-Phrae Basins: implications for the tectonopaleogeography of Southeast Asia. *Journal of Asian Earth Sciences* 24, 777–785. [http://dx.doi.org/10.1016/j.jseas.2004.11.008](https://doi.org/10.1016/j.jseas.2004.11.008).
- Fontaine, H., 2002. Permian of Southeast Asia: an overview. *Journal of Asian Earth Sciences* 20, 567–588. [http://dx.doi.org/10.1016/S1367-9120\(01\)00076-1](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(01)00076-1).
- Fromaget, J., 1929. Note préliminaire sur la stratigraphie des formations secondaires et sur l’âge des mouvements majeurs en Indochine, Note présentée au 4e congrès scientifique du Pacifique, Hanoi, 33 p.
- Hurai, V., Paquette, J.-L., Huraiová, M., Konečný, P., 2010. U–Th–Pb geochronology of zircon and monazite from syenite and pincinite xenoliths in Pliocene alkali basalts of the intra-Carpathian back-arc basin. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 198, 275–287. [http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.012](https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2010.09.012).
- International Commission on Stratigraphy, 2010. International Stratigraphic Chart. <www.stratigraphy.org/column.php?id=Chart/Time%20Scale>.
- Jackson, S.E., Pearson, N.J., Griffin, W.L., Belousova, E.A., 2004. The application of laser ablation-inductively coupled plasma-mass spectrometry to in situ U–Pb zircon geochronology. *Chemical Geology* 211, 47–69. [http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017](https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2004.06.017).
- Kammerer, C.F., Angielczyk, K.D., Fröbisch, J., 2011. A comprehensive taxonomic revision of *Dicynodon* (Therapsida, Anomodontia), and its implications for dicynodont phylogeny, biogeography, and biostratigraphy. *Society of Vertebrate Paleontology Memoir* 11. *Journal of Vertebrate Paleontology*: 31(Suppl. 6), 1–158.
- King, G.M., 1988. Anomodontia. In: Wellnhofer, P. (Ed.), *Handbuch der Paläoherpertologie*, vol. 17C. Gustav Fischer Verlag, Stuttgart, p. 74.
- Le Maitre, R.W., Streckeisen, A., Zanettin, B., Le Bas, M.J., Bonin, B., Bateman, P., Bellieni, G., Dudek, A., Efremova, S., Keller, J., Lameyre, J., Sabine, P.A., Schmid, R., Sørensen, H., Woolley, A.R., 2002. In: Le Maitre, R.W. (Ed.), *Igneous Rocks: A Classification and Glossary of Terms*, 2nd ed. Cambridge University Press, Cambridge, United Kingdom, p. 236.
- Legarreta, L., Uliana, M.A., Larotonda, C.A., Meconi, G., 1993. Approaches to non marine sequence stratigraphy—theoretical models and examples from Argentine basins. In: Eschard, R., Doligez, B. (Eds.), *Subsurface Reservoir Characterization from Outcrop Observations*. Editions Technip, Paris, pp. 125–143.
- Lepvrier, C., Van Vuong, N., Maluski, H., Truong Thi, P., Van Vu, T., 2008. Indosinian tectonics in Vietnam. *Comptes Rendus Geoscience* 340, 94–111. [http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2007.10.005](https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.10.005).
- Lucas, S.G., Tanner, L.H., Kozur, H.W., Weems, R.E., Heckert, A.B., 2012. The Late Triassic timescale: age and correlation of the Carnian–Norian boundary. *Earth-Science Reviews* 114, 1–18. [http://dx.doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.04.002](https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.04.002).
- Ludwig, K.R., 1998. On the treatment of concordant uranium–lead ages. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 62, 665–676. [http://dx.doi.org/10.1016/S0016-7037\(98\)00059-3](https://doi.org/10.1016/S0016-7037(98)00059-3).
- Ludwig, K.R., 2001. User’s manual for Isoplot/Ex Version 2.49, a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Special Publication., 1a. Berkeley Geochronological Center, Berkeley, USA.
- Maisch, M.W., 2001. Observations on Karoo and Gondwana vertebrates. Part 2: a new skull-reconstruction of *Stahleckeria* potens von Hüne, 1935 (*Dicynodontia*, Middle Triassic) and a reconsideration of kannemeyeriiform phylogeny. *Neues Jahrbuch für Geologie und Paläontologie Abhandlungen* 220, 127–152.
- Manville, V., Németh, K., Kano, K., 2009. Source to sink: a review of three decades of progress in the understanding of volcanoclastic processes, deposits, and hazards. *Sedimentary Geology* 220, 136–161. [http://dx.doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.04.022](https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2009.04.022).
- Metcalfe, I., 1988. Origin and assembly of south-east Asian continental terranes. *Geological society, London. Special publication* 37, 101–118.
- Metcalfe, I., 2002. Permian tectonic framework and palaeogeography of SE Asia. *Journal of Asian Earth Sciences* 20, 551–566. [http://dx.doi.org/10.1016/S1367-9120\(02\)00022-6](https://doi.org/10.1016/S1367-9120(02)00022-6).
- Metcalfe, I., 2011. Tectonic framework and Phanerozoic evolution of Sundaland. *Gondwana Research* 19, 3–21. [http://dx.doi.org/10.1016/j.jgr.2010.02.016](https://doi.org/10.1016/j.jgr.2010.02.016).
- Nam, T.N., Hyodo, H., Itaya, T., Matsuda, T., 2002. Hornblende South of the Red River Shear Zone (Vietnam): new evidence for early proterozoic tectonothermal event. *Gondwana Research* 5, 801–811.
- Olsen, T., 1995. Sequence stratigraphy, alluvial architecture and potential reservoir heterogeneities of the fluvial deposits: evidence from outcrop studies in Price Canyon, Utah (Upper Cretaceous and Lower Tertiary). In: Steel, R.J., Felt, V.L., Johannessen, E.P., Mathieu, C. (Eds.), *Sequence Stratigraphy of the Northwestern European Margin*, vol. 5. NPF Special Publication, pp. 75–96.
- Piveteau, J., 1937a. Note préliminaire sur un reptile thérapside d’Indochine et sa signification paléogéographique. *Comptes Rendus de l’Académie des Sciences, Paris* 6, 70–72.
- Piveteau, J., 1937b. Un reptile dicynodonte d’Indochine. Les reptiles théromorphes et la notion de continent de Gondwana. *Annales de la Société Géologique du Nord* 62, 122–127.
- Piveteau, J., 1938. Un thérapside d’Indochine. Remarques sur la notion de continent de Gondwana. *Annales de Paléontologie* 27, 139–152.
- Repelin, J., 1923. Sur un fragment de crâne de *Dicynodon* recueilli par H Counillon dans les environs de Luang Prabang (Haut Laos). *Bulletin du Service Géologique de l’Indochine* 12, 1–7.
- Saurin, E., 1956. Indochine. Lexique stratigraphique international. In: Dubertret, L. *Congrès géologique international-Commission de stratigraphie. Volume III, Asie, fascicule 6a, Indochine*. Centre National pour la Recherche Scientifique, Paris, 140 p.
- Saurin, 1962. Luang Prabang Est. Carte géologique du Vietnam, Cambodge, Laos 1:500,000. Service géographique national, Dalat, Vietnam.
- Schmid, R., 1981. Descriptive nomenclature and classification of pyroclastic deposits and fragments: recommendations of the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geology* 9, 41–43.
- Sengör, A.M.C., 1979. Mid-mesozoic closure of Permo-Triassic Tethys and its implications. *Nature* 279, 590–593.
- She, Z., Ma, C., Wan, Y., Zhang, J., Li, M.I.N., Chen, L., Xu, W., Li, Y., Ye, L., Gao, J., 2012. An Early Mesozoic transcontinental palaeoriver in South China: evidence from detrital zircon U–Pb geochronology and Hf isotopes. *Journal of the Geological Society, London* 169, 353–362. [http://dx.doi.org/10.1144/0016-76492011-097](https://doi.org/10.1144/0016-76492011-097).
- Sone, M., Metcalfe, I., 2008. Parallel Tethyan sutures in mainland Southeast Asia: new insights for Palaeo-Tethys closure and implications for the Indosinian orogeny. *Comptes Rendus Geoscience* 340, 166–179. [http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2007.09.008](https://doi.org/10.1016/j.crte.2007.09.008).
- Song, S., Niu, Y., Wei, C., Ji, J., Su, L., 2010. Metamorphism, anatexis, zircon ages and tectonic evolution of the Gongshan block in the northern Indochina continent—

- an eastern extension of the Lhasa Block. *Lithos* 120, 327–346. <http://dx.doi.org/10.1016/j.lithos.2010.08.021>.
- Steyer, J.-S., 2009. The geological and palaeontological exploration of Laos; following in the footsteps of J.B.H. Counillon and A. Pavie. Geological Society, London. Special publication 315, 25–32.
- Stokes, R.B., Lovatt Smith, P.F., Soumphonphakdy, K., 1996. Timing of the Shan–Thai–Indochina collision: new evidences from the Pak Lay Foldbelt of the Lao PDR. Geological society, London. Special publication 106, 225–232.
- Thanh, T.D., 2007. On some significant unconformities in the Paleozoic and Mesozoic stratigraphy of North Viet Nam. Vietnam National University Journal of Science, Earth Sciences 23, 137–146.
- Thanh, T.D., Khuc, V., 2006. Stratigraphic units of Vietnam. Vietnam National University Publishing House, Hanoi, 526 p.
- Vega-Dias, C., Maisch, M.W., Schwanke, C., 2005. The taxonomic status of *Stahleckeria impotens* (Therapsida, Dicynodontia): redescription and discussion of its phylogenetic position. *Revista Brasileira de Paleontologia* 8, 221–228.
- von Huene, F., 1935. Die fossilen Reptilien des Südamerikanischen Gondwanalandes. Ergebnisse der Sauriergrabungen in Südbrasilien 1928–1929. 1. Ordnung Anomodontia. C.H.Beck'sche Verlagsbuchhandlung, Munich, 92 p.
- Woodward, A.S., 1932. Dicynodontidae. In: Von Zittel, K.A. (Ed.), Textbook of palaeontology, vol. 2. Macmillan, London, pp. 257–260.

Annexe 3.2. Résultats analytiques des datations LA-ICP-MS – Bassin de Luang Prabang

Tableau 1. Résultats analytiques des datations LA-ICP-MS – Bassin de Luang Prabang.

Zircon grain	Concentrations (ppm)				Isotopic ratios				Ages (Ma)				Concordance (%)				
	[Pb]	[U]	[Th] [U]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		ρ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$					
					$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$		$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$		$\pm 1\sigma$			
PURPLE CLAYSTONES FORMATION																	
Sample LP 04																	
Zr 01 core	3	57	0.53	0.35480	0.00624	0.04796	0.00655	0.05366	0.04676	0.77	308.3	4.7	302.0	4.0	356.8	37.0	37
Zr 01 rim	3	56	0.49	0.42216	0.01250	0.04344	0.00077	0.07049	0.04726	0.60	357.6	8.9	274.1	4.8	942.8	62.4	62
Zr 04	14	319	0.68	0.28313	0.00407	0.03883	0.00051	0.05289	0.04659	0.91	253.1	3.2	245.6	3.2	324.1	28.3	28
Zr 05	7	154	0.85	0.28237	0.00570	0.03894	0.00055	0.05260	0.04690	0.70	252.5	4.5	246.3	3.4	311.4	44.3	44
Zr 06 core	47	828	1.43	0.31591	0.00407	0.04340	0.00056	0.05280	0.04650	0.99	278.8	3.1	273.9	3.4	320.0	23.7	24
Zr 06 rim	2	35	0.55	0.55756	0.01389	0.04264	0.00073	0.09485	0.04659	0.69	449.9	9.1	269.2	4.5	1525.2	48.8	49
Zr 07	11	199	0.77	0.34794	0.00487	0.04783	0.00062	0.05277	0.04657	0.93	303.2	3.7	301.2	3.8	318.8	27.2	27
Zr 08	4	92	0.46	0.35029	0.00544	0.04725	0.00062	0.05378	0.04665	0.84	304.9	4.1	297.6	3.8	361.6	31.5	32
Zr 09	13	249	0.66	0.35087	0.00538	0.04740	0.00063	0.05370	0.04664	0.87	305.4	4.0	298.5	3.9	358.3	31.1	31
Zr 10	6	118	0.59	0.34713	0.00567	0.04745	0.00063	0.05306	0.04670	0.81	302.6	4.3	298.9	3.9	331.5	33.9	34
Zr 11	18	421	0.35	0.31417	0.00430	0.04373	0.00056	0.05211	0.04656	0.94	277.4	3.3	275.9	3.5	290.2	26.6	27
Zr 12	3	37	0.53	1.93939	0.09421	0.05274	0.00234	0.26675	0.04795	0.91	1094.8	32.5	331.3	14.4	3287.0	96.8	97
Zr 13	11	229	0.63	0.31864	0.00508	0.04300	0.00057	0.05375	0.04668	0.83	280.9	3.9	271.4	3.5	360.5	32.9	33
Zr 14	17	391	0.70	0.28755	0.00449	0.03959	0.00052	0.05268	0.04666	0.84	256.6	3.5	250.3	3.2	315.1	32.1	32
Zr 16	2	30	0.53	0.42017	0.00834	0.05544	0.00077	0.05497	0.04687	0.70	356.2	6.0	347.8	4.7	411.1	42.4	42
Zr 17	16	231	0.55	0.49348	0.00751	0.06628	0.00087	0.05401	0.04664	0.86	407.3	5.1	413.7	5.3	371.2	30.9	31
Zr 18	5	115	0.43	0.28323	0.00446	0.03973	0.00052	0.05171	0.04668	0.83	253.2	3.5	251.2	3.2	272.5	32.7	33
Zr 19	3	54	1.03	0.33218	0.00792	0.04387	0.00066	0.05492	0.04706	0.63	291.2	6.0	276.8	4.1	409.1	52.4	52
Zr 20	16	295	0.79	0.34348	0.00488	0.04776	0.00061	0.05217	0.04659	0.90	299.8	3.7	300.7	3.8	292.9	28.2	28
Zr 21	1	14	0.60	0.28702	0.01208	0.04309	0.00072	0.04832	0.04798	0.40	256.2	9.5	271.9	4.5	115.1	98.1	98
Zr 22	32	643	0.93	0.37197	0.00580	0.04081	0.00054	0.06612	0.04662	0.85	321.1	4.3	257.8	3.4	810.2	29.9	30
Zr 23	4	92	0.53	0.40007	0.00686	0.03458	0.00048	0.08392	0.04666	0.81	341.7	5.0	219.1	3.0	1290.7	32.1	32
Zr 25	5	92	0.47	0.35124	0.00570	0.04702	0.00062	0.05419	0.04670	0.81	305.7	4.3	296.2	3.8	378.8	33.8	34
Zr 26	5	93	0.50	0.34923	0.00578	0.04752	0.00063	0.05331	0.04671	0.80	304.1	4.4	299.3	3.9	342.0	34.7	35
Zr 27	5	103	0.36	0.34255	0.00547	0.04836	0.00064	0.05138	0.04669	0.83	299.1	4.1	304.5	3.9	257.8	33.6	34
Zr 28 core	2	46	0.61	0.33806	0.00641	0.04915	0.00067	0.04989	0.04686	0.72	295.7	4.9	309.3	4.1	189.9	42.1	42
Zr 28 rim	2	32	0.54	0.43693	0.00884	0.04381	0.00063	0.07234	0.04683	0.71	368.1	6.3	276.4	3.9	995.5	40.6	41
Zr 29	8	172	0.54	0.31114	0.00472	0.04394	0.00057	0.05136	0.04665	0.86	275.1	3.7	277.2	3.5	257.1	31.5	32
Zr 30	3	69	0.70	0.34379	0.00760	0.04359	0.00064	0.05720	0.04659	0.66	300.0	5.8	275.1	3.9	498.9	48.8	49
Zr 31	3	53	0.51	0.40350	0.00742	0.04884	0.00067	0.05993	0.04678	0.75	344.2	5.4	307.4	4.1	601.1	38.2	38
Zr 32	4	82	0.31	0.36238	0.00569	0.04665	0.00061	0.05634	0.04667	0.83	314.0	4.2	293.9	3.8	465.2	32.2	32
Zr 33	5	93	0.45	0.34425	0.00598	0.04743	0.00063	0.05265	0.04676	0.76	300.4	4.5	298.7	3.9	313.6	37.2	37
Zr 34	3	55	0.43	0.36006	0.00671	0.04318	0.00059	0.06049	0.04679	0.73	312.3	5.0	272.5	3.7	621.3	38.7	39
Zr 35	177	797	0.09	2.91015	0.03618	0.22699	0.00284	0.06479	0.04642	0.94	1384.6	9.6	1318.7	14.9	1487.9	19.4	19
Zr 36	26	354	0.65	0.52688	0.00684	0.06663	0.00084	0.05736	0.04651	0.97	429.7	4.6	415.8	5.1	505.0	24.2	24
Zr 37	2	46	0.65	0.34940	0.00659	0.04623	0.00063	0.05482	0.04683	0.72	304.3	5.0	291.4	3.9	404.9	40.3	40
Zr 43	4	84	0.46	0.35461	0.00563	0.04760	0.00062	0.05405	0.04669	0.82	308.2	4.2	299.7	3.8	372.8	33.3	33

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]	Isotopic ratios				Ages (Ma)				Concordance (%)				
	[Pb]	[U]	[Th]	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		ρ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{Pb}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{Pb}}$						
				$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$		$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$							
RED CLAYSTONES FORMATION																	
Sample LP 58																	
Zr 01	14	358	0.47	0.25458	0.00340	0.03711	0.00047	0.04975	0.04655	0.95	230.3	2.8	234.9	2.9	183.6	26.2	128
Zr 02	6	151	0.46	0.24607	0.00378	0.03550	0.00046	0.05029	0.04666	0.84	223.4	3.1	224.9	2.9	208.2	32.0	107
Zr 03	7	193	0.49	0.24304	0.00398	0.03553	0.00047	0.04961	0.04672	0.81	220.9	3.3	225.1	2.9	176.9	35.1	128
Zr 04 core	8	177	0.55	0.27879	0.00398	0.04010	0.00052	0.05043	0.04660	0.91	249.7	3.2	253.5	3.2	214.8	28.8	118
Zr 04 rim	11	278	0.48	0.27589	0.00396	0.03919	0.00051	0.05106	0.04660	0.91	247.4	3.2	247.8	3.1	243.5	28.9	102
Zr 05	15	420	0.47	0.24724	0.00337	0.03537	0.00045	0.05070	0.04656	0.93	224.3	2.7	224.1	2.8	227.0	26.8	99
Zr 06	11	291	0.35	0.25613	0.00367	0.03673	0.00047	0.05058	0.04660	0.89	231.5	3.0	232.5	2.9	221.7	29.0	105
Zr 07	4	107	0.37	0.28125	0.00513	0.03965	0.00054	0.05145	0.04681	0.75	251.7	4.1	250.7	3.4	260.9	39.7	96
Zr 08	10	278	0.51	0.24790	0.00364	0.03520	0.00046	0.05109	0.04662	0.89	224.9	3.0	223.0	2.8	244.7	29.9	91
Zr 09	8	204	0.50	0.28101	0.00408	0.03957	0.00051	0.05151	0.04661	0.89	251.5	3.2	250.2	3.2	263.9	29.3	95
Zr 10	8	186	0.41	0.27800	0.00401	0.03987	0.00051	0.05057	0.04661	0.89	249.1	3.2	252.0	3.2	221.4	29.4	114
Zr 11	11	285	0.56	0.24382	0.00346	0.03546	0.00045	0.04987	0.04660	0.89	221.5	2.8	224.6	2.8	189.0	28.9	119
Zr 12	13	351	0.43	0.24738	0.00344	0.03512	0.00045	0.05109	0.04658	0.92	224.4	3.1	222.5	2.8	245.1	27.7	91
Zr 13	6	164	0.41	0.25931	0.00379	0.03671	0.00047	0.05123	0.04662	0.88	234.1	3.1	232.4	2.9	251.3	29.9	92
Zr 14	15	394	0.53	0.25456	0.00344	0.03686	0.00047	0.05010	0.04656	0.94	230.3	2.8	233.3	2.9	199.5	26.8	117
Zr 15	6	134	0.62	0.28494	0.00521	0.03847	0.00052	0.05372	0.04681	0.74	254.6	4.1	243.3	3.3	359.4	39.5	68
Zr 16	5	114	0.39	0.27811	0.00479	0.03961	0.00053	0.05093	0.04676	0.78	249.2	3.8	250.4	3.3	237.6	37.2	105
Zr 17	13	340	0.47	0.25000	0.00369	0.03518	0.00045	0.05155	0.04663	0.87	226.6	3.0	222.9	2.8	265.4	30.2	84
Zr 18	7	172	0.43	0.27696	0.00443	0.03992	0.00052	0.05032	0.04670	0.81	248.2	3.5	252.4	3.2	209.7	34.1	120
Zr 19	14	368	0.48	0.24670	0.00343	0.03541	0.00045	0.05054	0.04658	0.91	223.9	2.8	224.3	2.8	219.9	28.0	102
Zr 20	7	205	0.41	0.24818	0.00370	0.03496	0.00045	0.05149	0.04664	0.86	225.1	3.0	221.5	2.8	262.6	30.8	84
Zr 21	105	287	0.31	0.56502	0.06995	0.35103	0.00439	0.11499	0.04641	0.99	1910.7	10.8	1939.5	20.9	1879.8	18.7	103
Zr 22	78	558	0.48	1.18926	0.01504	0.13151	0.00164	0.06559	0.04647	0.99	795.6	7.0	796.5	9.4	793.5	22.0	100
Zr 23	68	400	0.49	1.55284	0.01971	0.15785	0.00197	0.07136	0.04646	0.98	951.6	7.8	944.8	11.0	967.7	21.6	98
Zr 24	327	997	0.13	5.10330	0.06397	0.32673	0.00047	0.11330	0.04641	0.99	1836.7	10.6	1822.5	19.8	1852.9	18.7	98
Zr 25	85	200	0.82	5.65157	0.07135	0.35683	0.00446	0.11489	0.04641	0.99	1924.0	10.9	1967.1	21.2	1878.1	18.9	105
Zr 26	4	16	0.24	3.88175	0.06547	0.22849	0.00327	0.12323	0.04661	0.85	1609.9	13.6	1756.6	17.1	2003.5	29.4	66
Zr 27	38	88	1.52	4.56456	0.05826	0.31324	0.00392	0.10570	0.04642	0.98	1742.8	10.6	1766.6	19.3	1726.6	19.7	102
Zr 28	103	307	0.19	5.22608	0.06600	0.33322	0.00416	0.11376	0.04641	0.99	1856.9	10.8	1854.0	20.1	1860.4	19.0	100
Zr 29	136	379	0.14	5.63823	0.07099	0.35686	0.00445	0.11461	0.04641	0.99	1922.0	10.9	1967.3	21.1	1873.7	18.9	105
Zr 30	273	545	0.37	10.22517	0.12877	0.44739	0.00556	0.16579	0.04639	0.99	2455.4	11.7	2383.6	24.8	2515.6	17.7	95
Zr 31	213	617	0.23	5.30340	0.06953	0.33273	0.00414	0.11562	0.04641	0.99	1869.4	10.8	1851.6	20.0	1889.6	19.0	98
Zr 32	322	779	0.86	6.38662	0.08088	0.34496	0.00429	0.13430	0.04640	0.99	2030.4	11.1	1910.5	20.5	2154.9	18.5	89
Zr 33	47	216	0.19	2.48876	0.03195	0.21561	0.00269	0.08373	0.04645	0.97	1268.8	9.3	1258.6	14.3	1286.2	21.2	98
Zr 34	232	593	1.11	4.92703	0.06231	0.30645	0.00381	0.11663	0.04641	0.98	1806.9	10.7	1723.2	18.8	1905.2	19.1	90
Zr 35	483	946	0.38	10.44768	0.13191	0.45925	0.00570	0.16502	0.04639	0.98	2475.3	11.7	2436.3	25.2	2507.8	17.8	97

Zircon grain	Concentrations (ppm)				[Th]	Isotopic ratios				Ages (Ma)				Concordance (%)				
	[Pb]	[U]	[U]	[Th]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{238}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	ρ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	
Zr-36	74	112	0.57	0.57	12.79839	0.16271	0.06945	0.00711	0.16254	0.04639	0.98	2664.9	12.0	2912.7	29.2	2482.2	18.1	117
Zr-37	88	242	0.38	0.38	5.45504	0.06945	0.00711	0.00420	0.11714	0.04642	0.98	1893.5	10.9	1876.1	20.2	1913.1	19.3	98
Zr-38	68	185	0.82	0.82	5.39000	0.06874	0.00398	0.00388	0.12227	0.04642	0.98	1883.3	10.9	1788.7	19.4	1989.6	19.3	90
Zr-39	257	897	0.31	0.31	4.41982	0.05602	0.00338	0.00338	0.11777	0.04641	0.98	1716.1	10.5	1552.2	17.1	1922.6	19.2	81
Zr-40	99	331	0.53	0.53	3.85922	0.04925	0.00338	0.00338	0.10264	0.04643	0.97	1605.2	10.3	1554.8	17.1	1672.4	20.1	93
Zr-41	53	168	0.76	0.76	3.41440	0.04420	0.00330	0.00330	0.09349	0.04645	0.96	1507.7	10.2	1515.0	16.8	1497.9	21.1	101
Zr-42	314	1059	0.15	0.15	4.64257	0.05910	0.00360	0.00360	0.11563	0.04642	0.97	1757.0	10.6	1647.8	18.0	1888.8	19.5	87
Zr-43	113	346	0.39	0.39	4.38344	0.05611	0.00374	0.00374	0.10529	0.04643	0.97	1709.2	10.6	1701.3	18.5	1719.4	20.1	99
Zr-44	53	145	0.39	0.39	5.39783	0.07010	0.00446	0.00446	0.11336	0.04641	0.99	1884.5	11.1	1912.6	21.4	1853.9	19.0	103
Zr-45	78	223	0.20	0.20	5.44350	0.07041	0.00446	0.00446	0.11424	0.04641	1.00	1891.7	11.1	1913.7	21.4	1868.0	18.8	102
Zr-46	101	288	0.25	0.25	5.42062	0.07072	0.00447	0.00447	0.11370	0.04641	0.99	1888.1	11.2	1914.5	21.4	1859.4	19.2	103
Zr-47	114	289	0.54	0.54	6.05255	0.07840	0.00460	0.00460	0.12309	0.04640	1.00	1983.4	11.3	1966.4	21.9	2001.4	18.6	98
Zr-48 a	54	134	1.47	1.47	5.16031	0.06734	0.00386	0.00386	0.12544	0.04641	0.99	1846.1	11.1	1683.3	19.2	2035.1	18.8	83
Zr-48 b	214	763	0.12	0.12	4.54587	0.05869	0.00369	0.00369	0.11507	0.04641	1.00	1739.4	10.8	1624.2	18.5	1881.0	18.8	86
Zr-49	14	250	0.42	0.42	0.56153	0.00788	0.00071	0.00071	0.07538	0.04651	0.94	452.5	5.1	339.2	4.3	1078.6	24.1	31
Zr-50	104	272	0.32	0.32	5.79897	0.07520	0.00473	0.00473	0.11449	0.04641	0.99	1946.3	11.2	2017.1	22.3	1871.9	18.9	108
Zr-51	105	293	0.30	0.30	5.42215	0.07046	0.00445	0.00445	0.11390	0.04641	0.99	1888.4	11.1	1912.1	21.3	1862.6	19.0	103
Zr-52	194	393	0.81	0.81	9.95162	0.12913	0.02885	0.00553	0.16832	0.04638	0.99	2430.3	12.0	2300.5	24.9	2541.0	17.6	91
Zr-53	8	160	0.38	0.38	0.47297	0.00777	0.00065	0.00065	0.07263	0.04664	0.84	393.2	5.4	297.5	4.0	1003.6	30.9	30
Zr-54	79	210	0.46	0.46	5.47746	0.07205	0.00445	0.00445	0.11515	0.04642	0.98	1897.1	11.3	1910.9	21.3	1882.2	19.4	102
Zr-55	189	590	0.12	0.12	5.11460	0.06693	0.00419	0.00419	0.11394	0.04642	0.98	1838.5	11.1	1817.0	20.4	1863.1	19.3	98
Zr-56	136	195	1.23	1.23	12.20180	0.16024	0.00680	0.00680	0.16769	0.04639	0.98	2620.0	12.3	2732.2	28.7	2534.7	18.1	108
Zr-57	145	433	0.22	0.22	5.20005	0.06857	0.00423	0.00423	0.11505	0.04642	0.98	1852.6	11.2	1828.0	20.5	1880.6	19.5	97
Zr-58	186	659	0.15	0.15	4.14875	0.05480	0.00363	0.00363	0.10675	0.04643	0.97	1664.0	10.8	1601.0	18.3	1744.6	19.9	92
Zr-59	93	268	0.16	0.16	5.49867	0.07264	0.00444	0.00444	0.11570	0.04642	0.97	1900.4	11.4	1909.4	21.3	1890.8	19.6	101
Zr-60	176	535	0.18	0.18	5.16625	0.06831	0.00423	0.00415	0.11629	0.04642	0.97	1847.1	11.3	1800.6	20.2	1900.0	19.6	95
Zr-61	86	240	0.24	0.24	5.55514	0.07444	0.00446	0.00446	0.11688	0.04643	0.97	1909.2	11.5	1909.5	21.4	1909.1	20.1	100
Zr-63	157	483	0.14	0.14	5.17670	0.06948	0.00421	0.00420	0.11511	0.04643	0.96	1848.8	11.4	1820.0	20.4	1881.6	20.2	97
Zr-64	132	499	0.46	0.46	3.08660	0.04161	0.00317	0.00317	0.09115	0.04646	0.96	1429.4	10.3	1415.9	16.4	1449.5	21.5	98
Zr-65	41	104	0.36	0.36	5.91383	0.08080	0.00490	0.00490	0.11356	0.04645	0.95	1963.3	11.9	2065.7	22.9	1857.2	20.9	111
Zr-66	10	175	0.52	0.52	0.48546	0.00712	0.00068	0.00068	0.06797	0.04656	0.89	401.8	4.9	325.6	4.2	867.7	26.7	38
Zr-67	148	423	0.28	0.28	5.35622	0.07268	0.00434	0.00434	0.11564	0.04644	0.95	1877.9	11.6	1867.2	20.9	1889.9	20.5	99
Zr-68	155	415	0.57	0.57	5.32558	0.07264	0.00365	0.00434	0.11494	0.04644	0.95	1873.0	11.7	1867.9	21.0	1878.9	20.8	99
Zr-69	119	425	0.13	0.13	3.83886	0.05245	0.00365	0.00365	0.09853	0.04646	0.95	1600.9	11.0	1604.5	18.4	1596.5	21.6	101
Zr-70	317	903	0.59	0.59	4.91042	0.06708	0.00407	0.00407	0.11286	0.04645	0.94	1804.0	11.5	1768.2	20.0	1846.0	20.9	96
Zr-71	176	545	0.20	0.20	5.09390	0.06984	0.00413	0.00413	0.11557	0.04645	0.94	1835.1	11.6	1788.3	20.2	1888.9	20.9	95
Zr-72	107	306	0.15	0.15	5.49500	0.07576	0.00446	0.00446	0.11547	0.04645	0.94	1899.8	11.8	1911.6	21.4	1887.2	21.1	101
Sample LP 68																		
Zr-01 core	66	1115	2.64	2.64	0.23571	0.00300	0.03382	0.00042	0.05056	0.04653	0.98	214.9	2.5	214.4	2.6	220.6	25.0	97
Zr-01 rim	23	452	1.91	1.91	0.25342	0.00342	0.03268	0.00041	0.05626	0.04655	0.93	229.3	2.8	207.3	2.6	461.9	26.4	45
Zr-02	4	100	0.82	0.82	0.33377	0.00561	0.03255	0.00044	0.07439	0.04667	0.80	292.4	4.3	206.5	2.7	1052.2	32.6	20
Zr-03	6	154	0.56	0.56	0.22178	0.00405	0.03384	0.00045	0.04754	0.04686	0.73	203.4	3.4	214.5	2.8	75.9	42.2	283

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]	Isotopic ratios			ρ	Ages (Ma)			Concordance (%)					
	[Pb]	[U]	[Th]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{Pb}}$						
													[U]				
Zr-04	9	213	0.65	0.29140	0.00409	0.03658	0.00046	0.05779	0.04658	0.90	259.7	3.2	231.6	2.9	521.8	27.8	44
Zr-05	5	131	0.65	0.25941	0.00410	0.03714	0.00048	0.05067	0.04670	0.82	234.2	3.3	235.1	3.0	226.0	33.8	104
Zr-06	7	192	0.77	0.24426	0.00366	0.03313	0.00042	0.05348	0.04664	0.85	221.9	3.0	210.1	2.6	349.2	31.0	60
Zr-07	4	109	0.73	0.24355	0.00430	0.03387	0.00045	0.05216	0.04679	0.75	221.3	3.5	214.7	2.8	292.4	38.6	73
Zr-08	11	282	0.51	0.24272	0.00336	0.03533	0.00044	0.04984	0.04660	0.90	220.6	2.7	223.8	2.8	187.5	28.5	119
Zr-09	7	186	0.66	0.23791	0.00340	0.03436	0.00044	0.05023	0.04662	0.90	216.7	2.8	217.8	2.7	205.7	29.8	106
Zr-10	5	133	0.68	0.23940	0.00458	0.03371	0.00046	0.05152	0.04687	0.71	217.9	3.8	213.7	2.9	264.0	42.7	81
Zr-11	6	149	0.74	0.24685	0.00367	0.03589	0.00046	0.04989	0.04665	0.86	224.0	3.0	227.3	2.9	189.8	31.4	120
Zr-12	7	195	0.53	0.23954	0.00338	0.03458	0.00044	0.05024	0.04661	0.90	218.0	2.8	219.2	2.7	206.3	29.2	106
Zr-13	6	162	0.55	0.25260	0.00364	0.03676	0.00047	0.04985	0.04663	0.89	228.7	3.0	232.7	2.9	187.8	30.1	124
Zr-14	4	98	0.73	0.23979	0.00440	0.03393	0.00046	0.05126	0.04683	0.74	218.3	3.6	215.1	2.9	252.6	40.6	85
Zr-15	9	236	0.72	0.23195	0.00333	0.03427	0.00043	0.04909	0.04663	0.87	211.8	2.7	217.2	2.7	152.2	30.1	143
Zr-16	5	137	0.61	0.23838	0.00414	0.03398	0.00045	0.05088	0.04678	0.76	217.1	3.4	215.4	2.8	235.6	38.0	91
Zr-17	4	105	0.70	0.24000	0.00373	0.03456	0.00045	0.05038	0.04669	0.84	218.4	3.1	219.0	2.8	212.7	33.2	103
Zr-18	4	105	0.60	0.22781	0.00493	0.03143	0.00045	0.05258	0.04699	0.66	208.4	4.1	199.5	2.8	310.7	48.6	64
Zr-19	4	98	0.59	0.24927	0.00509	0.03360	0.00047	0.05381	0.04692	0.69	226.0	4.1	213.1	2.9	363.0	45.3	59
Zr-20	6	139	0.87	0.23974	0.00363	0.03403	0.00044	0.05111	0.04666	0.85	218.2	3.0	215.7	2.7	245.6	31.7	88
Zr-21	7	162	0.59	0.26008	0.00374	0.03634	0.00046	0.05192	0.04661	0.88	234.7	3.0	230.1	2.9	281.7	29.4	82
Zr-22	4	94	0.60	0.30526	0.00556	0.03930	0.00053	0.05634	0.04680	0.74	270.5	4.3	248.5	3.3	465.2	39.1	53
Zr-23	7	175	0.64	0.24854	0.00360	0.03540	0.00045	0.05093	0.04662	0.88	225.4	2.9	224.3	2.8	237.5	29.9	94
Zr-24	5	134	0.56	0.24284	0.00419	0.03375	0.00045	0.05220	0.04676	0.77	220.7	3.4	214.0	2.8	294.2	37.2	73
Zr-25	7	161	1.07	0.23691	0.00356	0.03524	0.00045	0.04877	0.04666	0.85	215.9	2.9	223.2	2.8	136.9	31.8	163
Zr-26	7	175	0.71	0.23625	0.00362	0.03455	0.00045	0.04961	0.04667	0.85	215.3	3.0	219.0	2.8	176.6	32.5	124
Zr-27	8	176	1.02	0.23854	0.00373	0.03478	0.00045	0.04975	0.04669	0.83	217.2	3.1	224.8	2.8	183.5	33.2	120
Zr-28	4	107	0.59	0.26079	0.00401	0.03709	0.00048	0.05101	0.04667	0.84	235.3	3.2	230.4	3.0	241.1	32.2	97
Zr-29	5	127	0.68	0.25076	0.00394	0.03726	0.00048	0.04882	0.04669	0.82	227.2	3.2	235.8	3.0	139.3	33.6	169
Zr-30	8	178	0.99	0.25587	0.00407	0.03528	0.00046	0.05262	0.04669	0.82	231.3	3.3	233.5	2.9	312.2	33.3	72
Zr-31 core	55	1127	1.68	0.24266	0.00306	0.03454	0.00043	0.05096	0.04651	0.99	220.6	2.5	218.9	2.7	239.2	24.0	92
Zr-31 rim	6	158	0.78	0.32218	0.00562	0.03413	0.00047	0.06848	0.04671	0.79	283.6	4.3	216.4	2.9	883.0	34.5	25
Zr-32	4	107	0.58	0.25838	0.00469	0.03471	0.00047	0.05401	0.04680	0.75	233.4	3.8	219.9	2.9	371.2	39.1	59
Zr-33	3	67	0.55	0.32259	0.00561	0.03743	0.00051	0.06253	0.04673	0.78	283.9	4.3	236.9	3.2	692.2	35.2	34
Zr-34	4	96	0.60	0.26569	0.00430	0.03687	0.00048	0.05229	0.04670	0.80	239.2	3.5	233.4	3.0	297.9	33.9	78
Zr-35	4	109	0.51	0.24966	0.00393	0.03618	0.00047	0.05006	0.04669	0.83	226.3	3.2	229.1	2.9	197.6	33.4	116
Zr-36	5	105	0.66	0.30201	0.00569	0.03989	0.00055	0.05493	0.04682	0.73	268.0	4.4	252.1	3.4	409.4	40.2	62
LUANG PRABANG TUFFITES FORMATION																	
Sample LP 10																	
Zr-01	4	102	0.47	0.22945	0.00461	0.03338	0.00048	0.04986	0.04690	0.72	209.7	3.8	211.7	3.0	188.4	44.1	112
Zr-02	4	112	0.42	0.22156	0.00439	0.03201	0.00046	0.05021	0.04688	0.70	203.2	3.7	203.1	2.9	204.6	43.2	99
Zr-03	3	91	0.39	0.24962	0.00513	0.03459	0.00050	0.05235	0.04690	0.70	226.3	4.2	219.2	3.1	300.7	44.3	73
Zr-04	24	652	0.58	0.23168	0.00335	0.03301	0.00045	0.05091	0.04658	0.94	211.6	2.8	209.4	2.8	236.8	27.6	88
Zr-05 rim	5	132	0.44	0.24698	0.00473	0.03341	0.00048	0.05362	0.04682	0.75	224.1	3.9	221.9	3.0	354.8	40.1	60
Zr-05 core	6	166	0.58	0.24967	0.00426	0.03484	0.00048	0.05198	0.04672	0.82	226.3	3.5	220.8	3.1	284.4	34.9	78

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]	Isotopic ratios			ρ	Ages (Ma)			Concordance (%)					
	[Pb]	[U]	[Th]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$								
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$			$\pm 1\sigma$							
Zr-06	6	163	0.38	0.24378	0.00481	0.03460	0.00051	0.05110	0.04687	0.75	221.5	3.9	219.3	3.2	245.4	42.6	89
Zr-07	12	298	0.55	0.25704	0.00403	0.03650	0.00051	0.05108	0.04665	0.89	232.3	3.3	231.1	3.2	244.6	31.1	94
Zr-08	5	118	0.46	0.25728	0.00486	0.03728	0.00054	0.05006	0.04683	0.77	232.5	3.9	236.0	3.3	197.6	40.4	119
Zr-09	6	146	0.44	0.29883	0.00518	0.03481	0.00050	0.06227	0.04669	0.83	265.5	4.1	220.6	3.1	683.5	33.5	32
Zr-10	5	135	0.45	0.26409	0.00480	0.03657	0.00053	0.05238	0.04677	0.80	238.0	3.9	231.6	3.3	302.0	37.7	77
Zr-11	8	229	0.34	0.24428	0.00403	0.03520	0.00050	0.05033	0.04669	0.86	221.9	3.3	223.0	3.1	210.4	33.5	106
Zr-12	7	179	0.67	0.24662	0.00432	0.03519	0.00050	0.05083	0.04675	0.81	223.8	3.5	223.0	3.1	233.2	36.2	96
Zr-13	8	214	0.56	0.26088	0.00445	0.03625	0.00052	0.05220	0.04671	0.84	235.4	3.6	229.6	3.2	294.2	34.3	78
Zr-14	8	213	0.49	0.24085	0.00417	0.03442	0.00049	0.05076	0.04673	0.82	219.1	3.4	218.2	3.1	229.7	35.3	95
Zr-15	5	97	0.42	0.62927	0.01353	0.04068	0.00067	0.11219	0.04679	0.77	495.6	8.4	257.1	4.2	1835.2	38.7	14
Zr-16	6	137	0.61	0.26371	0.00496	0.03778	0.00055	0.05063	0.04681	0.77	237.6	4.0	239.1	3.4	224.0	39.5	107
Zr-17	5	140	0.43	0.27120	0.00496	0.03769	0.00055	0.05220	0.04677	0.80	243.7	4.0	238.5	3.4	294.2	37.5	81
Zr-18	9	203	0.70	0.25762	0.00444	0.03743	0.00054	0.04993	0.04672	0.84	232.7	3.6	236.9	3.4	191.6	35.1	124
Zr-19 core	6	161	0.60	0.28610	0.00501	0.03490	0.00051	0.05946	0.04670	0.83	255.5	4.0	221.2	3.2	584.0	33.7	38
Zr-19 rim	6	156	0.46	0.25615	0.00464	0.03704	0.00054	0.05017	0.04677	0.80	231.6	3.8	234.4	3.4	202.8	37.5	116
Zr-20	9	240	0.54	0.25262	0.00452	0.03621	0.00053	0.05060	0.04675	0.82	228.7	3.7	229.3	3.3	222.7	36.7	103
Zr-21	5	143	0.42	0.25732	0.00475	0.03647	0.00054	0.05117	0.04678	0.80	232.5	3.8	230.9	3.4	248.7	38.1	93
Zr-22	4	108	0.41	0.26854	0.00552	0.03587	0.00055	0.05431	0.04687	0.75	241.5	4.4	227.2	3.4	383.8	42.7	59
Zr-23	5	139	0.38	0.24157	0.00416	0.03377	0.00047	0.05189	0.04673	0.81	219.7	3.4	214.1	3.0	280.8	35.5	76
Zr-24	4	116	0.41	0.24126	0.00401	0.03459	0.00048	0.05059	0.04670	0.83	219.4	3.3	219.2	3.0	222.2	34.1	99
Zr-25	3	81	0.44	0.27185	0.00481	0.03753	0.00053	0.05255	0.04675	0.80	244.2	3.8	237.5	3.3	309.3	36.6	77
Zr-26 core	4	113	0.43	0.27893	0.00460	0.03726	0.00052	0.05430	0.04668	0.85	249.8	3.7	235.8	3.2	383.5	32.8	61
Zr-26 rim	14	364	0.58	0.24417	0.00351	0.03333	0.00048	0.05013	0.04657	0.95	221.8	2.9	223.8	3.0	201.2	27.4	111
Zr-27	4	127	0.42	0.24401	0.00403	0.03328	0.00046	0.05318	0.04668	0.84	221.7	3.3	211.1	2.9	336.4	33.1	63
Zr-28 core	8	212	0.60	0.25078	0.00380	0.03472	0.00047	0.05239	0.04661	0.89	227.2	3.1	220.0	3.0	302.6	29.2	73
Zr-28 rim	3	74	0.46	0.26554	0.00477	0.03675	0.00052	0.05241	0.04677	0.79	239.1	3.8	232.7	3.2	303.5	37.3	77
Zr-29 core	4	101	0.57	0.26443	0.00449	0.03638	0.00051	0.05273	0.04671	0.83	238.2	3.6	230.4	3.2	317.0	34.4	73
Zr-29 rim	3	85	0.38	0.32181	0.00753	0.03782	0.00059	0.06172	0.04700	0.67	283.3	5.8	239.3	3.7	664.4	49.1	36
Zr-30	4	101	0.67	0.28755	0.00482	0.03790	0.00053	0.05503	0.04668	0.83	256.6	3.8	239.8	3.3	413.6	33.0	58
Zr-31	2	62	0.53	0.25496	0.00499	0.03684	0.00053	0.05021	0.04686	0.74	230.6	4.0	233.2	3.3	204.5	42.3	114
Zr-32	3	70	0.40	0.27961	0.00500	0.03652	0.00052	0.05554	0.04674	0.80	250.3	4.0	231.2	3.2	433.6	35.8	53
Zr-33	3	85	0.40	0.26660	0.00471	0.03695	0.00052	0.05233	0.04675	0.80	240.0	3.8	233.9	3.3	300.0	36.4	78
Zr-34	3	71	0.42	0.26367	0.00480	0.03671	0.00052	0.05211	0.04678	0.78	237.6	3.9	232.4	3.3	290.0	37.9	80
Zr-35	4	104	0.46	0.28035	0.00473	0.03826	0.00054	0.05315	0.04670	0.84	250.9	3.8	242.0	3.3	335.3	33.9	72
Zr-36	3	85	0.42	0.26197	0.00477	0.03686	0.00053	0.05155	0.04678	0.79	236.3	3.8	233.4	3.3	265.4	38.1	88
Zr-37	3	82	0.41	0.25478	0.00468	0.03563	0.00051	0.05188	0.04679	0.78	230.4	3.8	225.7	3.2	279.9	38.4	81
Zr-38	3	75	0.47	0.26870	0.00498	0.03615	0.00052	0.05391	0.04679	0.78	241.7	4.0	228.9	3.2	367.2	38.5	62
Zr-39	3	75	0.44	0.25583	0.00484	0.03646	0.00052	0.05090	0.04682	0.75	231.3	3.9	230.9	3.3	236.2	40.1	98
Zr-40	2	56	0.54	0.28914	0.00573	0.03761	0.00055	0.05576	0.04684	0.74	257.9	4.5	238.0	3.4	442.4	41.0	54
Zr-41	3	87	0.58	0.26908	0.00518	0.03612	0.00053	0.05404	0.04683	0.76	242.0	4.2	228.7	3.3	372.4	40.3	61
Zr-42	5	120	0.87	0.25713	0.00437	0.03568	0.00050	0.05228	0.04671	0.82	232.4	3.5	226.0	3.1	297.7	34.3	76
Zr-43	5	122	0.58	0.26630	0.00440	0.03749	0.00052	0.05153	0.04669	0.84	239.7	3.5	237.2	3.3	264.6	33.2	90

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]	Isotopic ratios			ρ	Ages (Ma)			Concordance (%)					
	[Pb]	[U]	[Th]	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$		$\pm 1\sigma$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$						
					$\pm 1\sigma$												
Zr 44	6	142	0.46	0.26460	0.00434	0.03720	0.00052	0.05159	0.04668	0.85	238.4	3.5	235.5	3.2	267.4	32.8	88
Zr 45	4	109	0.47	0.26734	0.00479	0.03623	0.00052	0.05353	0.04675	0.80	240.6	3.8	229.4	3.2	351.1	36.6	65
Zr 46	3	78	0.44	0.26467	0.00490	0.03656	0.00053	0.05251	0.04679	0.78	238.4	3.9	231.5	3.3	307.6	38.5	75
Zr 47	3	74	0.41	0.29562	0.00545	0.03678	0.00053	0.05830	0.04677	0.78	263.0	4.3	232.8	3.3	540.5	37.6	43
Zr 48	5	137	0.46	0.24044	0.00413	0.03463	0.00049	0.05036	0.04673	0.82	218.8	3.4	219.5	3.1	211.5	35.3	104
Sample LP 11																	
Zr 01	5	125	0.48	0.26509	0.00419	0.03828	0.00054	0.05023	0.04664	0.89	238.8	3.4	242.2	3.3	205.8	30.8	118
Zr 02	7	190	0.48	0.26155	0.00393	0.03725	0.00051	0.05093	0.04659	0.93	235.9	3.2	235.8	3.2	237.5	28.2	99
Zr 03	3	77	0.68	0.26425	0.00464	0.03549	0.00052	0.05402	0.04672	0.82	238.1	3.7	224.8	3.2	371.5	35.2	61
Zr 04	7	200	0.47	0.24833	0.00379	0.03425	0.00048	0.05259	0.04660	0.92	225.2	3.1	217.1	3.0	311.2	28.7	70
Zr 05	3	81	0.39	0.27641	0.00483	0.03918	0.00056	0.05117	0.04673	0.82	247.8	3.8	247.8	3.5	248.5	35.6	100
Zr 06	4	111	0.51	0.26025	0.00428	0.03614	0.00051	0.05223	0.04667	0.86	234.9	3.5	228.9	3.2	295.4	32.3	77
Zr 07	4	87	0.50	0.27256	0.00448	0.03832	0.00054	0.05159	0.04667	0.86	244.7	3.6	242.4	3.4	267.2	32.5	91
Zr 08	4	117	0.60	0.23627	0.00478	0.03393	0.00050	0.05050	0.04689	0.73	215.4	3.9	215.1	3.2	218.2	43.6	99
Zr 09	4	95	0.71	0.27511	0.00455	0.03846	0.00054	0.05188	0.04668	0.85	246.8	3.6	243.3	3.4	280.2	32.7	87
Zr 10	4	112	0.41	0.27215	0.00473	0.03653	0.00052	0.05404	0.04672	0.82	244.4	3.8	231.3	3.3	372.5	34.8	62
Zr 11	7	163	0.58	0.31199	0.00512	0.03876	0.00055	0.05838	0.04665	0.86	275.7	4.0	245.1	3.4	544.2	31.1	45
Zr 12	7	185	0.39	0.27854	0.00456	0.03683	0.00052	0.05485	0.04665	0.86	249.5	3.6	233.2	3.2	406.2	31.3	57
Zr 13 core	6	160	0.44	0.28016	0.00437	0.03891	0.00054	0.05223	0.04662	0.89	250.8	3.5	246.1	3.4	295.3	29.9	83
Zr 13 rim	27	673	0.43	0.32012	0.00453	0.03717	0.00051	0.06248	0.04650	0.97	282.0	3.5	235.2	3.2	690.4	23.7	34
Zr 14	31	165	0.34	1.93058	0.02688	0.18609	0.00255	0.07525	0.04646	0.98	1091.7	9.3	1100.2	13.9	1075.2	21.7	102
Zr 15	3	78	0.52	0.32110	0.00627	0.04030	0.00060	0.05779	0.04682	0.76	282.8	4.8	254.7	3.7	521.5	40.0	49
Zr 16	10	213	1.12	0.25806	0.00393	0.03716	0.00052	0.05037	0.04661	0.92	233.1	3.2	235.2	3.2	212.3	29.2	111
Zr 17	29	610	1.30	0.27383	0.00393	0.03596	0.00049	0.05524	0.04653	0.95	245.7	3.1	227.7	3.1	421.7	25.4	54
Zr 18	8	205	0.51	0.26709	0.00408	0.03714	0.00052	0.05217	0.04660	0.92	240.4	3.3	235.1	3.2	292.6	28.9	80
Zr 19	5	120	0.33	0.28514	0.00457	0.03804	0.00053	0.05437	0.04664	0.87	254.7	3.6	240.7	3.3	386.4	30.7	62
Zr 20	5	121	0.60	0.26975	0.00434	0.03720	0.00052	0.05260	0.04665	0.87	242.5	3.5	235.4	3.2	311.5	31.4	76
Zr 21	6	151	0.44	0.26442	0.00419	0.03730	0.00052	0.05143	0.04664	0.88	238.2	3.4	236.1	3.2	260.0	31.0	91
Zr 22	6	146	0.34	0.27780	0.00439	0.03876	0.00054	0.05199	0.04664	0.88	248.9	3.5	245.1	3.4	285.1	30.7	86
Zr 23	9	228	0.50	0.25828	0.00396	0.03631	0.00050	0.05159	0.04661	0.90	233.3	3.2	229.9	3.1	267.4	29.4	86
Zr 24	4	103	0.66	0.27721	0.00471	0.03859	0.00055	0.05210	0.04671	0.84	248.4	3.7	244.1	3.4	289.8	34.2	84
Zr 25	5	130	0.32	0.27117	0.00436	0.03812	0.00053	0.05160	0.04666	0.86	243.6	3.5	241.2	3.3	267.7	31.7	90
Zr 26	6	139	0.43	0.27027	0.00424	0.03833	0.00053	0.05114	0.04664	0.88	242.9	3.4	242.5	3.3	247.3	30.7	98
Zr 27	5	126	0.43	0.27458	0.00452	0.03816	0.00054	0.05220	0.04668	0.86	246.3	3.6	241.4	3.3	294.1	32.7	82
Zr 28	4	94	0.51	0.25820	0.00462	0.03666	0.00053	0.05108	0.04676	0.81	233.2	3.7	232.1	3.3	244.6	37.1	95
Zr 29	5	128	0.33	0.25625	0.00390	0.03617	0.00049	0.05139	0.04663	0.89	231.6	3.2	229.1	3.0	258.1	30.3	89
Zr 30 core	7	186	0.43	0.26530	0.00385	0.03734	0.00050	0.05154	0.04659	0.92	238.9	3.1	236.3	3.1	265.2	28.2	89
Zr 30 rim	4	115	0.61	0.27220	0.00489	0.03163	0.00045	0.06242	0.04674	0.79	244.4	3.9	200.8	2.8	688.4	35.8	29
Zr 31	4	103	0.45	0.30430	0.00541	0.03594	0.00051	0.06142	0.04673	0.80	269.8	4.2	227.6	3.2	653.9	35.4	35
Zr 32	4	91	0.59	0.26180	0.00465	0.03634	0.00051	0.05226	0.04676	0.79	236.1	3.7	230.1	3.2	296.8	37.2	78
Zr 33 core	7	180	0.48	0.25802	0.00419	0.03705	0.00051	0.05052	0.04669	0.85	233.1	3.4	234.5	3.1	218.9	33.4	107
Zr 33 rim	18	536	0.34	0.25222	0.00343	0.03334	0.00044	0.05488	0.04651	0.97	228.4	2.8	211.4	2.8	407.2	24.3	52

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]	Isotopic ratios			ρ	Ages (Ma)			Concordance (%)					
	[Pb]	[U]	[Th]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$						
Zr 73	20	432	1.41	0.24854	0.00358	0.03512	0.00048	0.05133	0.04656	0.95	225.4	2.9	222.5	3.0	255.7	26.6	87
Zr 74	3	66	0.47	0.27748	0.00501	0.03797	0.00054	0.05301	0.04676	0.79	248.7	4.0	240.2	3.4	329.2	37.0	73
Zr 75	8	190	0.41	0.31015	0.00494	0.03946	0.00055	0.05701	0.04663	0.88	274.3	3.8	249.5	3.4	491.2	30.6	51
Zr 76	5	141	0.36	0.25830	0.00558	0.03595	0.00054	0.05212	0.04696	0.70	233.3	4.5	227.7	3.4	290.8	47.0	78
Zr 77	5	129	0.35	0.27315	0.00451	0.03898	0.00053	0.05083	0.04668	0.85	245.2	3.6	246.5	3.4	233.2	33.1	106
Zr 78	44	841	1.68	0.29821	0.00422	0.03711	0.00051	0.05829	0.04653	0.97	265.0	3.3	234.9	3.2	540.0	25.1	44
Zr 79	5	124	0.67	0.25732	0.00496	0.03617	0.00053	0.05160	0.04683	0.76	232.5	4.0	229.1	3.3	267.7	40.8	86
Zr 80	6	135	0.58	0.27153	0.00490	0.03801	0.00055	0.05182	0.04676	0.80	243.9	3.9	240.5	3.4	277.6	37.2	87
Zr 81	5	126	0.87	0.26289	0.00422	0.03794	0.00053	0.05026	0.04666	0.87	237.0	3.4	240.1	3.3	206.9	31.8	116
Sample LP 70																	
Zr 01	7	152	0.79	0.28214	0.00403	0.03973	0.00051	0.05151	0.04660	0.90	252.4	3.2	251.2	3.2	263.7	28.7	95
Zr 02	3	76	0.45	0.25284	0.00438	0.03653	0.00049	0.05020	0.04677	0.77	228.9	3.6	231.3	3.0	204.3	37.6	113
Zr 03	5	125	0.55	0.31213	0.00474	0.03551	0.00047	0.06375	0.04661	0.87	275.8	3.7	225.0	2.9	733.4	29.1	31
Zr 04	10	227	1.20	0.26156	0.00364	0.03527	0.00045	0.05380	0.04657	0.92	235.9	2.9	223.4	2.8	362.6	27.3	62
Zr 05	6	151	0.72	0.24939	0.00383	0.03413	0.00045	0.05301	0.04665	0.86	226.1	3.1	216.3	2.8	329.1	31.4	66
Zr 06	5	120	0.66	0.25084	0.00388	0.03628	0.00047	0.05015	0.04667	0.84	227.3	3.2	229.7	3.0	202.2	32.5	114
Zr 07	3	77	0.46	0.24851	0.00418	0.03629	0.00048	0.04967	0.04675	0.79	225.4	3.4	229.8	3.0	179.5	36.3	128
Zr 08	3	80	0.41	0.26592	0.00437	0.03629	0.00048	0.05315	0.04671	0.80	239.4	3.5	229.8	3.0	335.2	34.3	69
Zr 09	7	172	0.58	0.24978	0.00356	0.03557	0.00046	0.05094	0.04660	0.91	226.4	2.9	225.3	2.9	238.1	28.8	95
Zr 10	5	112	0.65	0.29915	0.00453	0.04186	0.00055	0.05184	0.04665	0.87	265.7	3.5	264.3	3.4	278.4	31.1	95
Zr 11	4	114	0.44	0.24285	0.00381	0.03522	0.00046	0.05002	0.04669	0.83	220.8	3.1	223.1	2.9	195.7	33.2	114
Zr 12	64	1258	1.70	0.24969	0.00314	0.03586	0.00045	0.05050	0.04650	1.00	226.3	2.6	227.1	2.8	218.1	23.8	104
Zr 13	7	171	0.60	0.25651	0.00374	0.03566	0.00046	0.05218	0.04661	0.88	231.9	3.0	225.9	2.9	293.1	29.4	77
Zr 14 core	8	187	1.03	0.25380	0.00378	0.03471	0.00045	0.05305	0.04663	0.87	229.7	3.1	219.9	2.8	330.7	30.2	66
Zr 14 rim	4	99	0.43	0.25716	0.00452	0.03588	0.00048	0.05199	0.04678	0.76	232.4	3.7	227.3	3.0	284.8	37.8	80
Zr 15	2	55	0.47	0.35728	0.00732	0.04137	0.00059	0.06264	0.04687	0.70	310.2	5.5	261.3	3.7	696.0	42.8	38
Zr 16	3	82	0.61	0.24907	0.00420	0.03457	0.00046	0.05226	0.04674	0.79	225.8	3.4	219.1	2.9	296.7	35.8	74
Zr 17	5	113	0.76	0.27903	0.00424	0.04026	0.00052	0.05027	0.04666	0.85	249.9	3.4	254.4	3.2	207.7	31.7	122
Zr 18	9	214	0.96	0.25059	0.00370	0.03460	0.00045	0.05254	0.04662	0.88	227.1	3.0	219.3	2.8	308.9	29.9	71
Zr 20	3	86	0.52	0.26244	0.00423	0.03776	0.00054	0.05041	0.04671	0.82	236.6	3.4	238.9	3.1	214.1	34.2	112
Zr 21	4	92	0.51	0.34466	0.00581	0.03984	0.00054	0.06276	0.04670	0.80	300.7	4.4	251.8	3.3	700.0	33.8	36
Zr 22	4	90	0.54	0.26588	0.00418	0.03662	0.00048	0.05267	0.04668	0.83	239.4	3.4	231.8	3.0	314.7	32.7	74
Zr 23	5	140	0.51	0.24808	0.00369	0.03581	0.00046	0.05025	0.04664	0.86	225.0	3.0	226.8	2.9	206.7	30.8	110
Zr 24	6	148	0.63	0.25561	0.00379	0.03565	0.00046	0.05200	0.04663	0.87	231.1	3.1	225.8	2.9	285.6	30.2	79
Zr 25	8	171	1.12	0.24972	0.00366	0.03608	0.00047	0.05021	0.04663	0.89	226.4	3.0	228.5	2.9	204.9	30.2	112
Zr 26	3	86	0.59	0.25701	0.00434	0.03563	0.00047	0.05232	0.04674	0.78	232.3	3.5	225.7	3.0	299.6	35.9	75
Zr 27	6	153	0.61	0.26626	0.00391	0.03675	0.00047	0.05255	0.04662	0.87	239.7	3.1	232.7	3.0	309.5	29.7	75
Zr 28	5	121	0.55	0.27656	0.00414	0.03729	0.00048	0.05380	0.04663	0.86	247.9	3.3	236.0	3.0	362.4	30.4	65
Zr 29	5	130	0.55	0.25971	0.00398	0.03529	0.00046	0.05339	0.04665	0.85	234.4	3.2	223.6	2.9	345.2	31.3	65
Zr 30	5	123	0.83	0.25340	0.00413	0.03479	0.00046	0.05284	0.04671	0.81	229.3	3.4	220.5	2.9	321.7	34.2	69
Zr 31	8	192	0.72	0.24944	0.00387	0.03505	0.00046	0.05162	0.04667	0.85	226.1	3.2	222.1	2.9	268.6	32.4	83
Zr 32	3	70	0.45	0.24618	0.00510	0.03719	0.00052	0.04802	0.04699	0.67	223.5	4.2	235.4	3.2	99.1	48.8	238

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]	Isotopic ratios			ρ	Ages (Ma)			Concordance (%)					
	[Pb]	[U]	[Th]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$				
				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$							
Zr 33	4	89	0.51	0.32065	0.00520	0.03977	0.00053	0.05849	0.04668	0.82	282.4	4.0	251.4	3.3	548.0	32.8	46
Zr 34	7	176	0.60	0.25260	0.00368	0.03577	0.00046	0.05122	0.04662	0.88	228.7	3.0	226.6	2.9	250.9	29.7	90
Zr 35	4	97	0.49	0.24946	0.00417	0.03596	0.00047	0.05031	0.04674	0.78	226.1	3.4	227.8	2.9	209.5	35.8	109
Zr 36	8	176	0.82	0.26924	0.00411	0.03752	0.00049	0.05205	0.04665	0.86	242.1	3.3	237.4	3.0	287.7	31.5	83
Zr 37	5	126	0.71	0.24929	0.00381	0.03560	0.00046	0.05079	0.04666	0.85	226.0	3.1	225.5	2.9	231.4	32.0	97
Zr 38	7	160	0.62	0.26239	0.00378	0.03728	0.00048	0.05105	0.04661	0.89	236.6	3.0	236.0	3.0	243.2	29.3	97
Zr 39	7	174	0.60	0.26123	0.00376	0.03444	0.00044	0.05501	0.04659	0.89	235.7	3.0	218.3	2.8	412.8	28.3	53
Sample LP 71																	
Zr 01	3	72	0.74	0.25892	0.00569	0.03695	0.00053	0.05083	0.04699	0.65	233.8	4.6	233.9	3.3	233.3	48.9	100
Zr 02	4	108	0.49	0.26223	0.00489	0.03595	0.00049	0.05291	0.04681	0.73	236.5	3.9	227.7	3.1	324.8	39.7	70
Zr 03 core	10	76	1.03	0.94178	0.01326	0.11016	0.00144	0.06202	0.04654	0.93	673.8	6.9	673.7	8.3	674.7	25.7	100
Zr 03 rim	2	21	0.87	0.92772	0.01911	0.09231	0.00137	0.07290	0.04684	0.72	666.4	10.1	569.2	8.1	1011.2	41.1	56
Zr 04 core	4	100	0.64	0.26780	0.00443	0.03506	0.00047	0.05540	0.04669	0.81	240.9	3.6	222.2	2.9	428.2	33.2	52
Zr 04 rim	2	50	0.63	0.29376	0.00562	0.03424	0.00048	0.06223	0.04680	0.73	261.5	4.4	217.0	3.0	682.1	39.1	32
Zr 05	5	128	0.57	0.25295	0.00401	0.03319	0.00044	0.05529	0.04666	0.84	229.0	3.3	210.5	2.8	423.7	31.8	50
Zr 06	8	194	0.64	0.26260	0.00385	0.03698	0.00048	0.05151	0.04661	0.89	236.8	3.1	234.1	3.0	263.8	29.3	89
Zr 07	6	141	0.67	0.26071	0.00439	0.03639	0.00049	0.05196	0.04673	0.80	235.2	3.5	230.4	3.1	283.8	35.4	81
Zr 08	3	78	0.70	0.28028	0.00576	0.04021	0.00057	0.05056	0.04693	0.69	250.9	4.6	254.1	3.5	220.8	45.8	115
Zr 09	3	77	0.68	0.26613	0.00526	0.03644	0.00051	0.05297	0.04688	0.71	239.6	4.2	230.8	3.2	327.6	43.0	70
Zr 10	15	116	0.78	0.93380	0.01282	0.11037	0.00142	0.06137	0.04653	0.94	669.6	6.7	674.9	8.3	652.3	25.0	103
Zr 11	4	92	0.57	0.26050	0.00470	0.03727	0.00051	0.05070	0.04680	0.76	235.1	3.8	235.9	3.2	227.0	39.2	104
Zr 12	7	160	0.89	0.26149	0.00401	0.03693	0.00048	0.05136	0.04665	0.85	235.9	3.2	233.8	3.0	257.1	31.5	91
Zr 13	4	100	0.62	0.26554	0.00457	0.03706	0.00050	0.05197	0.04675	0.78	239.1	3.7	234.6	3.1	284.2	36.6	83
Zr 14	5	114	0.62	0.30690	0.00536	0.03604	0.00049	0.06176	0.04673	0.78	271.8	4.2	228.3	3.1	665.9	35.3	34
Zr 15	7	157	0.77	0.25856	0.00417	0.03687	0.00049	0.05088	0.04670	0.82	233.5	3.4	233.4	3.0	235.2	33.9	99
Zr 16	4	113	0.62	0.26114	0.00434	0.03601	0.00048	0.05261	0.04672	0.80	235.6	3.5	228.0	3.0	312.0	34.8	73
Zr 17	7	175	0.64	0.26468	0.00405	0.03640	0.00048	0.05274	0.04665	0.86	238.4	3.3	230.5	3.0	317.5	31.1	73
Zr 18	5	132	0.55	0.25957	0.00428	0.03634	0.00048	0.05181	0.04672	0.80	234.3	3.5	230.1	3.0	276.9	34.8	83
Zr 19	3	85	0.66	0.26479	0.00466	0.03639	0.00049	0.05278	0.04677	0.77	238.5	3.7	230.4	3.1	319.2	37.5	72
Zr 20	2	52	0.54	0.25818	0.00553	0.03740	0.00053	0.05007	0.04698	0.66	233.2	4.5	236.7	3.3	198.4	48.4	119
Zr 21	3	74	0.67	0.25790	0.00478	0.03624	0.00049	0.05162	0.04683	0.73	233.0	3.9	229.5	3.1	268.7	40.4	85
Zr 22	5	132	0.62	0.25154	0.00461	0.03607	0.00049	0.05058	0.04682	0.74	227.8	3.7	228.4	3.1	221.7	40.2	103
Zr 23	4	104	0.46	0.25891	0.00416	0.03654	0.00048	0.05140	0.04670	0.82	233.8	3.4	231.3	3.0	258.9	33.8	89
Zr 24 core	3	74	0.55	0.25505	0.00471	0.03564	0.00048	0.05191	0.04682	0.73	230.7	3.8	225.7	3.0	281.5	40.1	80
Zr 24 rim	1	43	0.74	0.26742	0.00678	0.03030	0.00047	0.06403	0.04710	0.61	240.6	5.4	192.4	3.0	742.5	54.1	26
Zr 25	6	156	0.71	0.25622	0.00415	0.03643	0.00048	0.05102	0.04671	0.81	231.6	3.4	230.7	3.0	241.7	34.4	95
Zr 26	4	116	0.48	0.25228	0.00534	0.03557	0.00051	0.05145	0.04697	0.68	228.4	4.3	225.3	3.2	261.1	47.5	86
Zr 27	6	147	0.53	0.25691	0.00421	0.03611	0.00048	0.05161	0.04672	0.81	232.2	3.4	228.6	3.0	268.3	34.8	85
Zr 28	2	37	0.37	0.31651	0.00663	0.04337	0.00061	0.05293	0.04694	0.67	279.2	5.1	273.7	3.8	325.9	46.3	84
Zr 29	13	267	0.96	0.28254	0.00395	0.03882	0.00049	0.05279	0.04658	0.90	252.7	3.1	245.5	3.1	319.9	27.7	77
Zr 30	4	94	0.74	0.25718	0.00446	0.03619	0.00048	0.05155	0.04677	0.76	232.4	3.6	229.2	3.0	265.6	37.4	86
Zr 31	4	104	0.60	0.26141	0.00498	0.03621	0.00050	0.05237	0.04685	0.72	235.8	4.0	229.3	3.1	301.7	41.7	76

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]		Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)						
	[Pb]	[U]	[Th]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$				
				$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$		$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$					
Zr 32	3	75	0.72	0.25891	0.00537	0.03693	0.00052	0.05086	0.04695	0.68	233.8	4.3	233.7	3.2	234.5	46.7	100
Zr 33	6	141	0.62	0.26146	0.00405	0.03678	0.00048	0.05156	0.04667	0.84	235.8	3.3	232.9	3.0	265.9	32.4	88
Zr 34	3	73	0.52	0.23606	0.00497	0.03385	0.00048	0.05059	0.04697	0.67	215.2	4.1	214.6	3.0	222.2	47.6	97
Zr 35	5	126	0.59	0.26029	0.00445	0.03653	0.00048	0.05169	0.04676	0.77	234.9	3.6	231.3	3.0	271.7	36.8	85
Zr 36	6	140	0.71	0.26140	0.00425	0.03596	0.00047	0.05273	0.04671	0.80	235.8	3.4	227.7	2.9	317.3	34.2	72
Zr 37	5	120	0.67	0.25231	0.00468	0.03672	0.00050	0.04984	0.04685	0.73	228.5	3.8	232.5	3.1	187.6	41.4	124
Zr 38	6	152	0.67	0.24710	0.00446	0.03378	0.00045	0.05305	0.04680	0.74	224.2	3.6	214.2	2.8	331.0	39.1	65
Zr 39	4	102	0.91	0.25965	0.00438	0.03603	0.00047	0.05227	0.04674	0.77	234.4	3.5	228.2	3.0	297.3	36.1	77
Zr 40	7	135	1.56	0.25895	0.00420	0.03504	0.00046	0.05361	0.04671	0.81	233.8	3.4	222.0	2.9	354.4	34.2	63
Zr 41	5	145	0.71	0.26038	0.00497	0.03222	0.00044	0.05863	0.04683	0.72	235.0	4.0	204.4	2.8	553.2	40.7	37
Zr 42	5	130	0.62	0.31518	0.00492	0.03588	0.00047	0.06371	0.04664	0.84	278.2	3.8	227.3	2.9	732.0	30.7	31
Zr 43	4	88	0.70	0.25808	0.00461	0.03693	0.00049	0.05069	0.04681	0.74	233.1	3.7	233.8	3.1	226.7	39.4	103
Zr 44	5	120	0.56	0.23697	0.00580	0.03401	0.00051	0.05053	0.04715	0.61	215.9	4.8	215.6	3.2	219.6	56.6	98
Zr 45	4	94	0.56	0.26159	0.00462	0.03641	0.00048	0.05212	0.04679	0.75	236.0	3.7	230.5	3.0	290.6	38.4	79
Zr 46	3	78	0.58	0.26926	0.00632	0.03338	0.00050	0.05850	0.04704	0.64	242.1	5.1	211.7	3.1	548.6	51.4	39
Zr 47	3	82	0.70	0.28123	0.00746	0.03553	0.00056	0.05741	0.04721	0.59	251.6	5.9	225.1	3.5	506.8	59.7	44
Zr 48	3	85	0.63	0.26958	0.00487	0.03191	0.00043	0.06128	0.04677	0.75	242.4	3.9	202.5	2.7	649.0	37.5	31
Sample LP 72																	
Zr 01	4	98	0.55	0.26224	0.00437	0.03584	0.00048	0.05308	0.04672	0.80	236.5	3.5	227.0	3.0	332.2	35.0	68
Zr 02	3	66	0.52	0.28479	0.00479	0.03752	0.00050	0.05506	0.04672	0.79	254.4	3.8	237.5	3.1	414.6	34.8	57
Zr 03	4	100	0.80	0.28627	0.00537	0.03298	0.00046	0.06297	0.04679	0.74	255.6	4.2	209.2	2.9	707.3	38.5	30
Zr 04	3	75	0.82	0.36456	0.00787	0.03349	0.00051	0.07896	0.04688	0.71	315.6	5.9	212.4	3.2	1171.2	43.0	18
Zr 06	3	74	0.51	0.26604	0.00542	0.03569	0.00051	0.05408	0.04691	0.70	239.5	4.3	226.0	3.2	374.3	44.6	60
Zr 07	4	109	0.72	0.27797	0.00517	0.03443	0.00048	0.05857	0.04680	0.75	249.0	4.1	218.2	3.0	551.1	38.8	40
Zr 08	3	72	0.79	0.27583	0.00521	0.03606	0.00050	0.05549	0.04681	0.73	247.3	4.1	228.4	3.1	431.9	39.8	53
Zr 09	5	143	0.61	0.25010	0.00421	0.03571	0.00048	0.05081	0.04674	0.80	226.7	3.4	226.2	3.0	232.0	36.0	98
Zr 10	3	85	0.61	0.25619	0.00534	0.03531	0.00050	0.05264	0.04694	0.68	231.6	4.3	223.7	3.1	313.1	45.9	71
Zr 11	5	105	1.14	0.31256	0.00613	0.04191	0.00059	0.05411	0.04687	0.72	276.2	4.7	264.6	3.6	375.4	42.5	70
Zr 12	4	106	0.78	0.28494	0.00518	0.03472	0.00048	0.05954	0.04677	0.76	254.6	4.1	220.0	3.0	586.9	37.4	37
Zr 13	8	150	0.92	0.76604	0.01066	0.03945	0.00052	0.14088	0.04645	0.95	577.5	6.1	249.4	3.2	2238.0	21.2	11
Zr 14	6	147	0.72	0.24875	0.00402	0.03542	0.00047	0.05094	0.04670	0.82	225.6	3.3	224.4	2.9	238.0	33.9	94
Zr 15	3	54	0.77	0.70980	0.01077	0.03871	0.00053	0.13303	0.04652	0.90	544.6	6.4	244.8	3.3	2138.3	24.6	11
Zr 16	4	113	0.56	0.27544	0.00475	0.03583	0.00049	0.05576	0.04673	0.79	247.0	3.8	226.9	3.0	442.6	35.3	51
Zr 17	3	69	0.75	0.25834	0.00669	0.03503	0.00055	0.05350	0.04718	0.61	233.3	5.4	222.0	3.4	349.8	58.6	63
Zr 18	2	69	0.46	0.25745	0.00527	0.03489	0.00050	0.05353	0.04691	0.70	232.6	4.3	221.1	3.1	351.2	44.7	63
Zr 19	45	536	0.34	0.85348	0.01139	0.08230	0.00106	0.07522	0.04647	0.97	626.6	6.2	509.9	6.3	1074.4	22.3	47
Zr 20 core	3	66	0.59	0.29812	0.00613	0.04183	0.00059	0.05169	0.04692	0.69	264.9	4.8	264.2	3.7	271.8	45.4	97
Zr 20 rim	2	52	0.46	0.31457	0.00729	0.03887	0.00058	0.05870	0.04702	0.64	277.7	5.6	245.8	3.6	555.9	50.0	44
Zr 21	4	115	0.78	0.26098	0.00473	0.03325	0.00046	0.05694	0.04678	0.76	235.5	3.8	210.8	2.9	488.5	38.0	43
Zr 22	4	109	0.67	0.26298	0.00450	0.03728	0.00050	0.05117	0.04675	0.78	237.1	3.6	235.9	3.1	248.4	36.2	95
Zr 23	7	58	0.22	1.15512	0.01859	0.12823	0.00173	0.06534	0.04664	0.84	779.7	8.8	777.7	9.9	785.3	30.7	99
Zr 24	9	204	1.26	0.25725	0.00399	0.03568	0.00047	0.05229	0.04665	0.85	232.5	3.2	226.0	2.9	298.2	31.4	76

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]		Isotopic ratios				ρ	^{207}Pb		Ages (Ma)		Concordance (%)		
	[Pb]	[U]	[Th]	[U]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$				
Zr-25 core	3	63	0.70	0.3703	0.00546	0.03703	0.00053	0.04681	0.04705	0.63	217.6	4.5	234.4	3.3	39.5	51.8	593
Zr-25 rim	1	17	0.92	0.32095	0.04283	0.03328	0.00202	0.06995	0.05173	0.45	282.6	32.9	211.0	12.6	926.9	273.4	23
Zr-26	55	166	0.42	5.37119	0.07156	0.30836	0.00399	0.12634	0.04642	0.97	1880.3	11.4	1732.6	19.7	2047.6	19.4	85
Zr-27	4	105	0.45	0.25829	0.00549	0.03583	0.00052	0.05229	0.04695	0.68	233.3	4.4	226.9	3.2	298.3	46.9	76
Zr-28	4	91	0.79	0.26575	0.00520	0.03549	0.00050	0.05432	0.04685	0.72	239.3	4.2	224.8	3.1	384.3	41.8	58
Zr-29	4	92	0.71	0.26091	0.00585	0.03533	0.00052	0.05357	0.04701	0.66	235.4	4.7	223.8	3.3	353.0	49.6	63
Zr-30	52	128	1.10	5.42447	0.06975	0.32047	0.00414	0.12279	0.04639	0.99	1888.7	11.0	1792.0	20.2	1997.2	18.2	90
Zr-32	4	91	0.97	0.26883	0.00544	0.03286	0.00047	0.05934	0.04687	0.71	241.8	4.4	208.4	3.0	579.6	42.5	36
Sample LP 06																	
Zr-01	22	466	1.64	0.24213	0.00349	0.03470	0.00045	0.05062	0.04661	0.90	220.2	2.9	219.9	2.8	223.4	29.3	98
Zr-02	5	123	0.88	0.24660	0.00412	0.03514	0.00047	0.05091	0.04674	0.80	223.8	3.4	222.6	2.9	236.5	35.8	94
Zr-03	3	76	0.68	0.24623	0.00485	0.03440	0.00048	0.05192	0.04689	0.71	223.5	4.0	218.0	3.0	282.1	43.4	77
Zr-04	3	89	0.49	0.24744	0.00472	0.03459	0.00048	0.05189	0.04686	0.73	224.5	3.9	219.2	3.0	280.5	41.9	78
Zr-05	2	55	0.83	0.24143	0.00546	0.03516	0.00051	0.04981	0.04705	0.64	219.6	4.5	222.8	3.2	186.3	51.8	120
Zr-06	3	85	0.56	0.26337	0.00580	0.03486	0.00051	0.05480	0.04698	0.66	237.4	4.7	220.9	3.2	404.0	48.4	55
Zr-07	5	131	0.81	0.26836	0.00415	0.03487	0.00046	0.05582	0.04664	0.85	241.4	3.3	221.0	2.8	444.8	30.8	50
Zr-08	2	41	0.63	0.24203	0.00730	0.03469	0.00057	0.05061	0.04742	0.54	220.1	6.0	219.8	3.5	223.0	70.4	99
Zr-09	6	148	1.02	0.24667	0.00453	0.03464	0.00047	0.05165	0.04682	0.74	223.9	3.7	219.5	2.9	270.1	40.0	81
Zr-10	5	114	0.98	0.24489	0.00449	0.03451	0.00047	0.05148	0.04682	0.74	222.4	3.7	218.7	2.9	262.4	40.1	83
Zr-11	3	64	0.59	0.27132	0.00464	0.03756	0.00050	0.05239	0.04675	0.78	243.8	3.7	237.7	3.1	302.7	36.4	79
Zr-12	10	229	0.81	0.27111	0.00373	0.03735	0.00048	0.05266	0.04656	0.93	243.6	3.0	236.4	3.0	314.1	26.9	75
Zr-13	7	163	0.98	0.26551	0.00412	0.03442	0.00045	0.05595	0.04664	0.84	239.1	3.3	218.2	2.8	450.1	31.0	48
Zr-14 rim	5	139	0.67	0.24767	0.00435	0.03270	0.00044	0.05494	0.04676	0.77	224.7	3.5	207.4	2.8	409.8	36.8	51
Zr-14 core	4	94	0.90	0.26814	0.00522	0.03545	0.00049	0.05486	0.04685	0.71	241.2	4.2	224.6	3.1	406.6	41.8	55
Zr-15	5	139	0.82	0.24438	0.00446	0.03453	0.00047	0.05133	0.04682	0.75	222.0	3.6	218.8	2.9	255.8	39.9	86
Zr-16	8	183	0.93	0.24526	0.00358	0.03481	0.00045	0.05111	0.04662	0.89	222.7	2.9	220.6	2.8	245.7	29.7	90
Zr-17	5	122	0.81	0.23242	0.00485	0.03286	0.00047	0.05131	0.04695	0.69	212.2	4.0	208.4	2.9	254.6	46.9	82
Zr-18	7	165	0.94	0.24751	0.00399	0.03425	0.00045	0.05242	0.04670	0.82	224.6	3.3	217.1	2.8	303.9	33.8	71
Zr-19	3	70	0.49	0.24027	0.00493	0.03500	0.00049	0.04979	0.04694	0.68	218.6	4.0	221.8	3.1	185.4	46.4	120
Zr-20	4	110	0.57	0.22546	0.00417	0.03259	0.00044	0.05018	0.04684	0.73	206.4	3.5	206.7	2.8	203.4	40.8	102
Zr-21	5	134	0.55	0.24535	0.00479	0.03484	0.00048	0.05108	0.04689	0.71	222.8	3.9	220.8	3.0	244.3	43.4	90
Zr-22 core	5	124	0.51	0.36199	0.00523	0.03511	0.00046	0.07479	0.04654	0.91	313.7	3.9	222.4	2.9	1062.8	25.9	21
Zr-22 rim	3	81	0.81	0.31948	0.00496	0.03024	0.00040	0.07664	0.04660	0.85	281.5	3.8	192.0	2.5	1111.8	28.6	17
Zr-23	6	144	0.81	0.25529	0.00438	0.03613	0.00048	0.05125	0.04676	0.77	230.9	3.5	228.8	3.0	252.2	36.9	91
Zr-24	3	92	0.63	0.24243	0.00394	0.03467	0.00046	0.05072	0.04671	0.82	220.4	3.2	219.7	2.9	228.0	34.5	96
Zr-25	4	106	0.66	0.26487	0.00469	0.03495	0.00047	0.05498	0.04677	0.76	238.6	3.8	221.4	3.0	411.3	37.3	54
Zr-26	3	69	0.58	0.25453	0.00619	0.03437	0.00052	0.05371	0.04711	0.62	230.2	5.0	217.9	3.2	359.0	54.9	61
Zr-27	5	118	0.62	0.26859	0.00414	0.03687	0.00048	0.05284	0.04666	0.84	241.6	3.3	233.4	3.0	321.8	31.6	73
Zr-28	3	87	0.78	0.24684	0.00432	0.03422	0.00046	0.05232	0.04677	0.77	224.0	3.5	216.9	2.9	299.5	37.5	72
Zr-31	5	132	0.86	0.24593	0.00401	0.03584	0.00047	0.04978	0.04672	0.80	223.3	3.3	227.0	2.9	184.7	35.0	123
Zr-32	2	53	0.49	0.27676	0.00518	0.03918	0.00054	0.05123	0.04684	0.74	248.1	4.1	247.8	3.3	251.4	41.1	99
Zr-33	18	420	1.20	0.24140	0.00321	0.03456	0.00044	0.05066	0.04655	0.96	219.6	2.6	219.0	2.7	225.6	26.0	97

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]	Isotopic ratios			ρ	Ages (Ma)			Concordance (%)					
	[Pb]	[U]	[Th]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{Pb}}$			$\pm 1\sigma$				
					$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{Pb}}$						
Zr 34	4	113	0.65	0.24937	0.00403	0.03475	0.00046	0.05206	0.04670	0.82	226.1	3.3	220.2	2.9	287.8	34.0	77
Zr 35	3	87	0.54	0.26244	0.00413	0.03728	0.00049	0.05106	0.04668	0.84	236.6	3.3	236.0	3.0	243.5	33.1	97
Zr 36	4	103	0.69	0.27003	0.00423	0.03672	0.00048	0.05333	0.04667	0.83	242.7	3.4	232.5	3.0	343.0	32.3	68
Zr 37 core	5	131	0.69	0.26656	0.00418	0.03601	0.00047	0.05369	0.04667	0.83	239.9	3.4	228.1	2.9	358.1	32.4	64
Zr 37 rim	2	50	0.56	0.62354	0.00984	0.03428	0.00048	0.13193	0.04656	0.89	492.1	6.2	217.3	3.0	2123.8	26.5	10
Zr 38	34	674	0.28	0.38899	0.00511	0.05116	0.00065	0.05515	0.04652	0.97	333.6	3.7	321.7	4.0	418.1	24.5	77
Zr 39	4	99	0.94	0.29395	0.00487	0.03663	0.00049	0.05821	0.04671	0.81	261.7	3.8	231.9	3.0	536.9	34.4	43
Zr 40	76	231	0.48	4.43115	0.05592	0.30157	0.00380	0.10658	0.04641	1.00	1718.2	10.5	1699.1	18.8	1741.8	19.0	98
Zr 41	7	180	0.72	0.24823	0.00358	0.03519	0.00045	0.05116	0.04661	0.89	225.1	2.9	223.0	2.8	248.1	29.2	90
Zr 42	4	92	0.54	0.28640	0.00460	0.03847	0.00051	0.05400	0.04669	0.83	255.7	3.6	243.3	3.2	371.0	33.4	66
Zr 43	4	93	0.60	0.27304	0.00430	0.03841	0.00050	0.05156	0.04668	0.83	245.1	3.4	243.0	3.1	266.1	33.0	91
Zr 45	2	58	0.57	0.27393	0.00635	0.03899	0.00057	0.05097	0.04707	0.63	245.8	5.1	246.5	3.6	239.3	52.9	103
Zr 47	12	277	0.85	0.27270	0.00396	0.03710	0.00047	0.05332	0.04662	0.87	244.8	3.2	234.8	2.9	342.6	29.7	69
Zr 48	6	158	0.59	0.24709	0.00375	0.03508	0.00045	0.05110	0.04666	0.85	224.2	3.1	222.2	2.8	245.2	32.0	91
Zr 49	10	231	0.84	0.25875	0.00369	0.03512	0.00044	0.05344	0.04660	0.88	233.7	3.0	222.5	2.8	347.3	28.9	64
Zr 50	4	102	0.70	0.25588	0.00408	0.03531	0.00046	0.05257	0.04669	0.82	231.3	3.3	223.7	2.8	310.1	33.6	72
Zr 51	5	128	0.56	0.27590	0.00493	0.03457	0.00046	0.05789	0.04678	0.74	247.4	3.9	219.1	2.9	525.2	37.9	42
Zr 52	6	127	0.70	0.26427	0.00421	0.03770	0.00049	0.05085	0.04670	0.82	238.1	3.4	238.5	3.0	233.9	34.0	102
Zr 53	5	130	0.60	0.25104	0.00371	0.03555	0.00045	0.05122	0.04664	0.86	227.4	3.0	225.2	2.8	250.7	30.7	90
Zr 54	4	101	0.59	0.27311	0.00454	0.03530	0.00047	0.05612	0.04671	0.80	245.2	3.6	223.6	2.9	456.9	34.3	49
Zr 55	6	136	0.63	0.26941	0.00397	0.03781	0.00048	0.05168	0.04663	0.86	242.2	3.2	239.3	3.0	271.3	30.2	88
Zr 56	3	85	0.47	0.27602	0.00429	0.03880	0.00050	0.05160	0.04667	0.83	247.5	3.4	245.4	3.1	267.7	32.5	92
Zr 57	6	143	0.60	0.25947	0.00380	0.03676	0.00047	0.05119	0.04662	0.87	234.2	3.1	232.7	2.9	249.6	29.9	93
Zr 58	3	66	0.50	0.33176	0.00622	0.03672	0.00051	0.06553	0.04678	0.74	290.9	4.7	232.5	3.2	791.4	38.0	29
Zr 59	4	96	0.64	0.26295	0.00426	0.03755	0.00050	0.05079	0.04671	0.82	237.0	3.4	237.6	3.1	231.4	34.2	103
Zr 60	3	58	0.47	0.33925	0.00689	0.04059	0.00058	0.06063	0.04687	0.70	296.6	5.2	256.5	3.6	626.0	42.6	41
Zr 61	7	173	0.68	0.25756	0.00425	0.03501	0.00047	0.05336	0.04671	0.81	232.7	3.4	221.8	2.9	344.1	34.2	64
Zr 62	5	137	0.57	0.26534	0.00466	0.03502	0.00048	0.05496	0.04675	0.78	239.0	3.7	221.9	3.0	410.5	36.6	54
Zr 63	6	142	0.62	0.41882	0.00692	0.03646	0.00050	0.08332	0.04663	0.83	355.2	5.0	230.9	3.1	1276.4	30.3	18
Zr 66	3	78	0.78	0.26757	0.00465	0.03703	0.00050	0.05241	0.04675	0.78	240.8	3.7	234.4	3.1	303.2	36.7	77
Zr 67	5	93	0.75	0.54093	0.00861	0.04008	0.00055	0.09790	0.04657	0.86	439.0	5.7	253.3	3.4	1584.4	27.2	16
Zr 68	5	113	0.58	0.29514	0.00562	0.03776	0.00053	0.05670	0.04682	0.74	262.6	4.4	238.9	3.3	479.1	40.3	50
Zr 70	5	105	0.60	0.30562	0.00531	0.04003	0.00055	0.05538	0.04672	0.79	270.8	4.1	253.0	3.4	427.5	35.0	59
Zr 71	7	149	0.76	0.28623	0.00432	0.04019	0.00054	0.05166	0.04662	0.89	255.6	3.4	254.0	3.3	270.2	29.9	94
Zr 72	5	125	0.62	0.28365	0.00443	0.03974	0.00053	0.05177	0.04663	0.88	253.5	3.4	251.2	3.3	275.2	30.1	91
Zr 73	4	113	0.54	0.28038	0.00431	0.03848	0.00052	0.05285	0.04665	0.86	251.0	3.5	243.4	3.2	322.5	31.4	75
Zr 74	3	76	0.74	0.27776	0.00592	0.03598	0.00053	0.05600	0.04692	0.69	248.9	4.7	227.9	3.3	451.9	45.3	50
Zr 76	10	226	0.85	0.28395	0.00459	0.03644	0.00048	0.05522	0.04669	0.81	253.8	3.6	230.7	3.0	472.1	33.5	49
Zr 77	7	176	0.51	0.29807	0.00483	0.03535	0.00047	0.06116	0.04667	0.82	264.9	3.8	223.9	2.9	644.9	32.5	35
Zr 78	8	199	0.60	0.26662	0.00384	0.03728	0.00048	0.05188	0.04661	0.89	240.0	3.1	235.9	3.0	280.2	29.2	84
Zr 79	8	193	0.60	0.24992	0.00426	0.03490	0.00046	0.05194	0.04675	0.77	226.5	3.5	221.2	2.9	282.7	36.5	78
Zr 80	5	126	0.45	0.26817	0.00498	0.03641	0.00050	0.05342	0.04682	0.74	241.2	4.0	230.5	3.1	346.8	40.3	66

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)				
	[Pb]	[U]	[U]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$						
				$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$						
Zr-81	5	125	0.63	0.63	0.26955	0.00516	0.003789	0.00052	0.00160	0.04686	0.72	242.3	4.1	239.8	3.2	267.6	42.3	90
Zr-82	5	117	0.51	0.51	0.29984	0.00533	0.003846	0.00052	0.005656	0.04678	0.76	266.3	4.2	243.3	3.2	473.5	37.8	51
Zr-83	7	150	0.67	0.67	0.31705	0.00475	0.003743	0.00049	0.06145	0.04661	0.87	279.6	3.7	236.9	3.0	655.0	29.1	36
Zr-84	13	304	1.03	1.03	0.24279	0.00394	0.003330	0.00044	0.005289	0.04670	0.81	220.7	3.2	211.2	2.7	333.9	34.1	65
Sample LP 08																		
Zr-01	8	209	0.34	0.34	0.26162	0.00368	0.03719	0.00048	0.05103	0.04659	0.92	236.0	3.0	235.4	3.0	242.0	28.1	97
Zr-02	78	2355	0.04	0.04	0.32837	0.00417	0.03404	0.00043	0.06997	0.04646	0.99	288.3	3.2	215.8	2.7	927.4	21.4	23
Zr-03	6	151	0.42	0.42	0.26321	0.00381	0.003700	0.00048	0.05051	0.04661	0.90	237.3	3.1	234.2	3.0	267.5	29.2	88
Zr-04	7	177	0.40	0.40	0.26243	0.00388	0.003746	0.00049	0.05081	0.04663	0.88	236.6	3.1	237.1	3.0	232.3	30.3	102
Zr-05	73	205	0.23	0.23	5.50385	0.06893	0.34612	0.00437	0.11534	0.04640	0.99	1901.2	10.8	1916.1	20.9	1885.2	18.4	102
Zr-06	5	138	0.40	0.40	0.26337	0.00452	0.03647	0.00049	0.05237	0.04675	0.78	237.4	3.6	230.9	3.0	301.8	36.4	77
Zr-07	13	339	0.45	0.45	0.25529	0.00345	0.03638	0.00046	0.05090	0.04656	0.94	230.9	2.8	230.3	2.9	236.3	26.5	97
Zr-08	87	610	0.20	0.20	1.49731	0.01874	0.14643	0.00184	0.07417	0.04644	0.95	929.3	7.6	880.9	10.4	1046.0	20.5	84
Zr-09	16	433	0.37	0.37	0.27923	0.00374	0.03610	0.00046	0.05611	0.04652	0.95	250.0	3.0	228.6	2.9	456.2	24.9	50
Zr-10	4	110	0.34	0.34	0.25638	0.00398	0.03721	0.00049	0.04998	0.04668	0.85	231.7	3.2	235.5	3.0	194.2	32.7	121
Zr-11	85	241	0.17	0.17	5.42468	0.06789	0.35012	0.00440	0.11239	0.04640	0.99	1888.8	10.7	1935.2	21.0	1838.3	18.5	105
Zr-12	47	752	0.45	0.45	0.49785	0.00632	0.05928	0.00075	0.06091	0.04648	1.00	410.2	4.3	371.3	4.5	636.2	22.5	58
Zr-13	6	161	0.49	0.49	0.26316	0.00396	0.03600	0.00047	0.05302	0.04664	0.87	237.2	3.2	228.0	2.9	329.4	30.7	69
Zr-14	9	224	0.75	0.75	0.26613	0.00367	0.03738	0.00048	0.05164	0.04657	0.93	239.6	2.9	236.6	3.0	269.3	27.3	88
Zr-15	5	119	0.41	0.41	0.30245	0.00488	0.03846	0.00051	0.05705	0.04669	0.82	268.3	3.8	243.3	3.2	492.8	33.2	49
Zr-16	4	15	3.09	3.09	6.19078	0.08795	0.08820	0.00134	0.50915	0.04646	0.99	2003.1	12.4	544.9	7.9	4267.9	21.6	13
Zr-17 core	3	82	0.51	0.51	0.26296	0.00535	0.03599	0.00051	0.05300	0.04691	0.70	237.0	4.3	227.9	3.2	328.8	44.8	69
Zr-17 rim	3	84	0.42	0.42	0.35484	0.00694	0.03348	0.00048	0.07688	0.04679	0.73	308.4	5.2	212.3	3.0	1118.1	38.5	19
Zr-18	86	141	0.94	0.94	11.06702	0.13869	0.48258	0.00606	0.16634	0.04638	0.99	2528.8	11.7	2538.5	26.4	2521.2	17.3	101
Zr-19	7	145	0.67	0.67	0.34156	0.00512	0.04066	0.00053	0.06093	0.04661	0.87	298.4	3.9	256.9	3.3	636.8	29.2	40
Zr-20	4	112	0.59	0.59	0.27514	0.00435	0.03598	0.00047	0.05547	0.04666	0.83	246.8	3.5	227.9	2.9	430.9	31.9	53
Zr-21	36	91	0.87	0.87	5.12530	0.06507	0.33051	0.00416	0.12583	0.04641	0.99	1840.3	10.8	1840.8	20.2	1839.9	19.1	100
Zr-22 a	11	220	1.17	1.17	0.27974	0.00394	0.03841	0.00049	0.05283	0.04658	0.91	250.5	3.1	242.9	3.1	321.6	28.0	76
Zr-22 b	2	40	0.67	0.67	0.33687	0.00642	0.04220	0.00058	0.05790	0.04683	0.72	294.8	4.9	266.5	3.6	525.9	40.7	51
Zr-22 c	10	231	1.06	1.06	0.24922	0.00354	0.03460	0.00044	0.05225	0.04659	0.90	225.9	2.9	219.3	2.8	296.4	28.5	74
Zr-23	44	245	3.13	3.13	0.80066	0.01045	0.09779	0.00123	0.05939	0.04651	0.96	597.2	5.9	601.5	7.2	581.3	23.9	103
Zr-24	144	423	0.15	0.15	5.28859	0.06662	0.34065	0.00427	0.11261	0.04641	1.00	1867.0	10.8	1889.8	20.5	1842.0	18.9	103
Zr-25	5	99	0.51	0.51	0.43610	0.00752	0.04761	0.00065	0.06645	0.04671	0.79	367.5	5.3	299.8	4.0	820.4	34.3	37
Zr-26	8	167	0.63	0.63	0.30520	0.00441	0.04072	0.00052	0.05437	0.04660	0.88	270.5	3.4	257.3	3.2	386.3	28.8	67
Zr-27	20	468	0.36	0.36	0.30825	0.00409	0.04253	0.00054	0.05257	0.04654	0.96	272.8	3.2	268.5	3.3	310.2	25.8	87
Zr-28	4	98	0.53	0.53	0.26538	0.00461	0.03651	0.00049	0.05272	0.04677	0.77	239.0	3.7	231.2	3.0	316.9	37.3	73
Zr-29	5	115	0.42	0.42	0.31486	0.00533	0.03963	0.00053	0.05764	0.04673	0.79	277.9	4.1	250.5	3.3	515.7	35.7	49
Zr-30	10	252	0.39	0.39	0.25713	0.00408	0.03677	0.00048	0.05072	0.04670	0.82	232.3	3.3	232.8	3.0	228.2	34.1	102
Zr-31 core	6	137	0.57	0.57	0.27034	0.00511	0.03751	0.00051	0.05229	0.04685	0.72	243.0	4.1	237.4	3.2	298.0	41.8	80
Zr-31 rim	3	69	0.36	0.36	0.23729	0.00572	0.03651	0.00052	0.04715	0.04716	0.59	216.2	4.7	231.1	3.2	56.4	57.1	410
Zr-32	6	130	0.89	0.89	0.27726	0.00470	0.03985	0.00052	0.05048	0.04676	0.77	248.5	3.7	251.9	3.3	217.0	37.0	116
Zr-33	10	252	0.44	0.44	0.25936	0.00376	0.03619	0.00046	0.05199	0.04662	0.88	234.1	3.0	229.2	2.9	284.9	29.8	80

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]		Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)		
	[Pb]	[U]	[Th]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$						
				± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ								
Zr 34	5	124	0.40	0.26332	0.00431	0.03622	0.00047	0.05273	0.04672	0.79	237.3	3.5	229.4	3.0	317.3	34.8	72
Zr 35 core	5	130	0.46	0.27835	0.00439	0.03934	0.00051	0.05132	0.04669	0.82	249.3	3.5	248.8	3.2	255.2	33.6	97
Zr 35 rim	6	175	0.37	0.31620	0.00440	0.03337	0.00042	0.06873	0.04654	0.90	279.0	3.4	211.6	2.7	890.7	25.6	24
Zr 36	2	61	0.39	0.26020	0.00476	0.03679	0.00049	0.05131	0.04682	0.73	234.8	3.8	232.9	3.1	254.9	40.3	91
Zr 37	8	196	0.74	0.25799	0.00372	0.03687	0.00047	0.05076	0.04662	0.88	233.0	3.0	233.4	2.9	230.1	29.8	101
Zr 38	5	143	0.36	0.25473	0.00408	0.03699	0.00048	0.04995	0.04671	0.81	230.4	3.3	234.2	3.0	192.8	34.5	121
Zr 39	57	151	0.32	5.82450	0.07245	0.35771	0.00445	0.11812	0.04640	0.80	1950.1	10.8	1971.3	21.1	1928.0	18.5	102
Zr 40	7	191	0.46	0.26135	0.00394	0.03654	0.00047	0.05189	0.04665	0.85	235.8	3.2	231.3	2.9	280.7	31.3	82
Zr 41	14	282	1.56	0.25997	0.00354	0.03684	0.00046	0.05119	0.04657	0.92	234.6	2.9	233.2	2.9	249.4	27.2	94
Zr 42	3	78	0.40	0.28062	0.00508	0.03866	0.00052	0.05265	0.04681	0.74	251.2	4.0	244.5	3.2	313.7	39.3	78
Zr 43	4	116	0.40	0.25623	0.00389	0.03690	0.00048	0.05037	0.04666	0.86	231.6	3.1	233.6	3.0	212.3	31.9	110
Zr 44	4	105	0.34	0.26041	0.00430	0.03682	0.00048	0.05130	0.04673	0.79	235.0	3.5	233.1	3.0	254.3	35.5	92
Zr 45	9	226	0.51	0.27721	0.00411	0.03930	0.00050	0.05117	0.04664	0.86	248.4	3.3	248.5	3.1	248.4	30.8	100
Zr 46	3	5	3.86	16.24259	0.22220	0.17074	0.00254	0.69009	0.04643	0.70	2891.2	13.1	1016.2	14.0	4710.2	20.2	22
Zr 47	4	123	0.36	0.24770	0.00392	0.03441	0.00045	0.05222	0.04669	0.83	224.7	3.2	218.1	2.8	294.9	33.2	74
Zr 48	4	106	0.32	0.26501	0.00462	0.03723	0.00050	0.05164	0.04678	0.77	238.7	3.7	235.6	3.1	269.3	37.8	87
Zr 49	6	157	0.37	0.26036	0.00417	0.03678	0.00048	0.05136	0.04670	0.81	235.0	3.4	232.8	3.0	256.8	34.0	91
Zr 50	6	144	0.52	0.28738	0.00453	0.03692	0.00048	0.05647	0.04667	0.82	256.5	3.6	233.7	3.0	470.2	32.4	50
Zr 51	5	145	0.44	0.25942	0.00413	0.03629	0.00047	0.05186	0.04669	0.81	234.2	3.3	229.8	3.0	279.4	33.5	82
Zr 52	9	221	0.40	0.28475	0.00422	0.03946	0.00051	0.05235	0.04663	0.87	254.4	3.3	249.5	3.2	300.7	30.3	83
Zr 53	10	263	0.40	0.26861	0.00395	0.03676	0.00047	0.05301	0.04662	0.87	241.6	3.2	232.7	2.9	329.1	29.7	71
Zr 54	5	146	0.36	0.25731	0.00514	0.03590	0.00050	0.05199	0.04690	0.70	232.5	4.2	227.4	3.1	284.9	44.4	80
Zr 55	13	365	0.21	0.25970	0.00357	0.03695	0.00047	0.05099	0.04657	0.93	234.4	2.9	233.9	2.9	240.3	27.4	97
Zr 56	5	129	0.67	0.26161	0.00710	0.03717	0.00058	0.05106	0.04727	0.57	236.0	5.7	235.3	3.6	243.4	63.0	97
Zr 57 a	3	60	0.68	0.28959	0.00661	0.03977	0.00058	0.05282	0.04704	0.64	258.2	5.2	251.4	3.6	320.8	51.2	78
Zr 57 b	4	90	0.65	0.26519	0.00531	0.03688	0.00052	0.05216	0.04690	0.70	238.8	4.3	233.5	3.2	292.3	44.3	80
Zr 57 c	3	87	0.39	0.26178	0.00420	0.03697	0.00049	0.05136	0.04670	0.83	236.1	3.4	234.1	3.0	256.9	33.9	91
Zr 58	4	120	0.35	0.25609	0.00423	0.03669	0.00048	0.05063	0.04673	0.81	231.5	3.4	232.3	3.0	224.0	35.3	104
Zr 59	5	149	0.29	0.25971	0.00395	0.03672	0.00048	0.05130	0.04665	0.86	234.4	3.2	232.5	3.0	254.5	31.5	91
Zr 60	52	1465	0.22	0.25621	0.00335	0.03654	0.00046	0.05086	0.04653	0.96	231.6	2.7	231.3	2.9	234.6	25.2	99
Zr 61	5	134	0.41	0.25607	0.00391	0.03685	0.00048	0.05041	0.04666	0.85	231.5	3.2	233.3	3.0	213.9	31.8	109
Zr 62	6	157	0.38	0.25555	0.00402	0.03691	0.00048	0.05023	0.04669	0.83	231.1	3.3	233.6	3.0	205.6	33.2	114
Zr 63	4	101	0.35	0.26659	0.00547	0.03683	0.00052	0.05250	0.04692	0.69	240.0	4.4	243.2	3.2	307.3	45.4	76
Zr 64	9	191	1.10	0.28104	0.00449	0.03946	0.00052	0.05166	0.04669	0.82	251.5	3.6	249.5	3.2	270.4	33.5	92
Zr 65	3	84	0.36	0.25544	0.00443	0.03652	0.00049	0.05073	0.04677	0.77	231.0	3.6	231.2	3.1	228.6	37.4	101
Zr 66 core	3	94	0.51	0.24606	0.00464	0.03398	0.00047	0.05253	0.04684	0.73	223.4	3.8	215.4	2.9	308.5	41.0	70
Zr 66 rim	2	59	0.40	0.25948	0.00588	0.03639	0.00053	0.05172	0.04704	0.64	234.2	4.7	230.4	3.3	273.1	51.1	84
Zr 67	3	6	4.54	16.30756	0.24427	0.16959	0.00279	0.69749	0.04650	0.60	2895.0	14.3	1009.8	15.4	4725.6	23.6	21
Zr 68	4	119	0.38	0.25622	0.00449	0.03589	0.00048	0.05178	0.04677	0.76	231.6	3.6	227.3	3.0	275.9	37.7	82
Zr 69 a	3	71	0.73	0.27068	0.00461	0.03852	0.00052	0.05097	0.04675	0.79	243.2	3.7	243.7	3.2	239.3	36.5	102
Zr 69 b	6	124	1.16	0.26426	0.00411	0.03868	0.00051	0.04956	0.04667	0.85	238.1	3.3	244.6	3.1	174.4	32.6	140
Zr 70	4	102	0.37	0.27266	0.00464	0.03861	0.00052	0.05122	0.04675	0.79	244.8	3.7	244.2	3.2	250.8	36.3	97

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]	Isotopic ratios			Ages (Ma)			Concordance (%)						
	[Pb]	[U]	[Th]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	ρ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$			
Zr-71	4	106	0.37	0.25572	0.00437	0.03633	0.00049	0.05105	0.04675	0.79	231.2	3.5	230.1	3.0	243.0	36.6	95
Zr-72	5	128	0.40	0.25584	0.00438	0.03516	0.00047	0.05277	0.04674	0.78	231.3	3.5	222.8	3.0	319.0	36.2	70
Zr-73	4	120	0.37	0.24858	0.00465	0.03526	0.00049	0.05114	0.04684	0.74	225.4	3.8	223.4	3.0	247.0	40.9	90
Zr-74	4	108	0.59	0.24569	0.00393	0.03557	0.00047	0.05010	0.04669	0.83	223.1	3.2	225.3	2.9	199.6	33.5	113
Zr-75	4	113	0.43	0.25835	0.00406	0.03700	0.00049	0.05064	0.04668	0.84	233.3	3.3	234.2	3.0	224.7	32.8	104
Zr-76	3	6	4.59	14.64135	0.19831	0.15566	0.00229	0.68229	0.04641	0.50	2792.2	12.9	932.6	12.8	4693.9	19.1	20
Zr-77	4	115	0.44	0.25962	0.00468	0.03493	0.00048	0.05391	0.04679	0.76	234.4	3.8	221.3	3.0	367.3	38.5	60
Zr-78	61	1893	0.30	0.31033	0.00393	0.03061	0.00039	0.07354	0.04644	0.50	274.4	3.0	194.4	2.4	1029.0	20.7	19
Zr-79	6	155	0.45	0.25124	0.00384	0.03572	0.00047	0.05102	0.04665	0.86	227.6	3.1	226.3	2.9	241.5	31.5	94
Zr-80	4	110	0.45	0.25860	0.00494	0.03693	0.00051	0.05079	0.04686	0.72	233.5	4.0	233.8	3.2	231.4	42.1	101
Zr-81	9	236	0.49	0.24557	0.00383	0.03544	0.00047	0.05027	0.04667	0.85	223.0	3.1	224.5	2.9	207.4	32.6	108
Zr-82	19	514	0.36	0.25875	0.00342	0.03633	0.00046	0.05166	0.04653	0.96	233.7	2.8	230.1	2.9	270.2	25.2	85
MAFIC ROCKS UNIT																	
Sample LP 42																	
Zr-01	2	159	0.99	0.07051	0.00231	0.01005	0.00013	0.05085	0.00167	0.39	69.2	2.2	64.5	0.8	234.2	74.1	28
Zr-02	395	1216	0.08	5.89663	0.06968	0.32215	0.00364	0.13273	0.00142	0.96	1960.7	10.3	1800.2	17.8	2134.4	18.6	84
Zr-03	17	163	0.64	0.76611	0.01073	0.09086	0.00104	0.06114	0.00081	0.82	577.5	6.2	560.6	6.2	644.2	28.1	87
Zr-04	13	372	0.28	0.25138	0.00538	0.03494	0.00042	0.05217	0.00110	0.56	227.7	4.4	221.4	2.6	292.7	47.6	76
Zr-05	27	343	0.76	1.25857	0.01579	0.05205	0.00060	0.17533	0.00203	0.92	827.3	7.1	327.1	3.7	2609.2	19.2	13
Zr-06	11	289	0.74	0.24212	0.00369	0.03447	0.00040	0.05093	0.00074	0.76	220.2	3.0	218.5	2.5	237.6	33.1	92
Zr-07	54	1533	0.35	0.30859	0.00397	0.03403	0.00039	0.06576	0.00078	0.89	273.1	3.1	215.7	2.4	798.9	24.7	27
Zr-08	2	44	0.44	0.34745	0.01014	0.04676	0.00058	0.05388	0.00157	0.43	302.8	7.6	294.6	3.6	365.9	64.2	81
Zr-09	93	284	0.56	4.74987	0.05835	0.28850	0.00329	0.11939	0.00134	0.93	1776.1	10.3	1634.0	16.4	1947.1	19.9	84
Zr-10	10	258	0.64	0.24229	0.00410	0.03427	0.00040	0.05127	0.00084	0.69	220.3	3.4	217.2	2.5	252.9	37.1	86
Zr-11	34	912	0.57	0.29451	0.00439	0.03399	0.00039	0.06283	0.00089	0.77	262.1	3.4	215.5	2.5	702.6	29.8	31
Zr-12	16	241	0.49	0.24600	0.00425	0.03496	0.00041	0.05103	0.00085	0.68	223.3	3.5	221.5	2.5	242.3	38.0	91
Zr-13	7	217	0.40	0.24174	0.00531	0.03298	0.00040	0.05315	0.00115	0.55	219.8	4.3	209.2	2.5	335.3	48.4	62
Zr-14	6	155	0.42	0.24451	0.00502	0.03399	0.00040	0.05216	0.00105	0.57	222.1	4.1	215.5	2.5	292.3	45.3	74
Zr-15	55	97	0.66	12.89233	0.16944	0.44378	0.00513	0.21067	0.00256	0.88	2671.8	12.4	2367.5	22.9	2910.7	19.6	81
Zr-16	11	335	0.42	0.51603	0.00841	0.03070	0.00037	0.12188	0.00193	0.74	422.5	5.6	194.9	2.3	1983.9	27.9	10
Zr-17	12	342	0.68	0.24035	0.00411	0.03190	0.00037	0.05464	0.00090	0.68	218.7	3.4	202.4	2.3	397.4	36.3	51
Zr-18	53	73	0.47	18.88653	0.25782	0.52455	0.00615	0.26109	0.00332	0.86	3036.0	13.2	2718.5	26.0	3253.3	19.9	84
Zr-19	4	64	0.51	0.39787	0.00982	0.05173	0.00063	0.05577	0.00136	0.49	340.1	7.1	325.1	3.9	443.0	53.3	73
Sample LP 24*																	
Zr-01	16	81	0.29	2.52502	0.03457	0.17515	0.00230	0.10458	0.04646	0.96	1279.3	10.0	1040.4	12.6	1706.9	21.8	61
Zr-02	20	244	0.33	0.73582	0.01243	0.07876	0.00108	0.06777	0.04668	0.81	560.0	7.3	488.7	6.5	861.5	32.9	57
Zr-03	37	789	0.15	0.59707	0.00798	0.04219	0.00055	0.10265	0.04645	0.98	475.4	5.1	266.4	3.4	1672.6	21.0	16
Zr-04	63	1443	0.54	0.31850	0.00410	0.04022	0.00051	0.05744	0.04649	0.99	280.7	3.2	254.2	3.2	508.2	23.1	50
Zr-05	60	1385	0.34	0.40698	0.00602	0.04154	0.00055	0.07106	0.04657	0.90	346.7	4.4	262.4	3.4	959.3	27.0	27
Zr-06 a	6	116	0.75	0.77052	0.01148	0.03599	0.00050	0.15530	0.04650	0.93	580.1	6.6	227.9	3.1	2405.1	23.8	9
Zr-06 a	9	107	0.94	1.77487	0.02396	0.04473	0.00061	0.28781	0.04641	0.99	1036.3	8.8	282.1	3.8	3405.8	19.1	8
Zr-07 core	156	4634	0.11	0.28969	0.00363	0.03603	0.00046	0.05833	0.04648	0.99	258.3	2.9	228.2	2.9	541.4	22.7	42

Zircon grain	Concentrations (ppm)		[Th]	Isotopic ratios			ρ	Ages (Ma)									
	[Pb]	[U]	[Th]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	Concordance (%)						
Zr 07 rim	20	393	0.14	0.53987	0.01015	0.05183	0.00075	0.07555	0.04676	0.77	438.3	6.7	325.8	4.6	1083.2	36.8	30
Zr 08 a	0	0	0.57	16.55096	1.29675	0.21595	0.01662	0.55593	0.04900	0.98	2909.2	75.0	1260.5	88.1	4396.8	147.6	29
Zr 08 b	0	1	0.24	10.17925	1.19395	0.19397	0.02412	0.38067	0.05077	0.99	2451.2	108.4	1142.8	130.2	3834.4	230.3	30
Zr 09 a	28	458	0.48	0.49160	0.00643	0.05960	0.00076	0.05983	0.04650	0.97	406.0	4.4	373.2	4.6	597.5	23.6	62
Zr 09 b	22	356	0.29	0.52432	0.00680	0.06355	0.00081	0.05985	0.04649	0.98	428.0	4.5	397.2	4.9	598.1	23.2	66
Zr 10	29	502	0.08	0.47062	0.00621	0.06035	0.00077	0.05856	0.04652	0.97	391.6	4.3	377.8	4.7	473.8	24.6	80
Zr 11 a	96	338	0.31	4.02298	0.05033	0.27526	0.00349	0.10601	0.04640	0.99	1638.9	10.2	1567.4	17.6	1732.0	18.5	90
Zr 11 b	7	5	0.28	48.68504	0.67921	0.51346	0.00791	0.68777	0.04643	0.99	3965.8	13.9	2671.4	33.7	4705.4	20.2	57
Zr 12	27	235	0.50	1.06327	0.01394	0.10652	0.00136	0.07240	0.04647	0.97	735.4	6.9	652.5	7.9	997.3	22.3	65
Zr 13 a	17	173	0.25	0.94513	0.01241	0.09754	0.00125	0.07029	0.04648	0.98	675.6	6.5	600.0	7.3	936.8	22.5	64
Zr 13 b	13	123	0.22	1.24710	0.03482	0.09953	0.00183	0.09089	0.04713	0.66	822.1	15.7	611.6	10.7	1444.2	56.1	42
Zr 14	3	12	0.21	6.40649	0.30623	0.12376	0.00632	0.37548	0.04798	0.99	2033.2	42.0	752.2	36.3	3813.7	98.2	20
Zr 15	48	267	0.33	2.38999	0.03043	0.16408	0.00209	0.10565	0.04642	0.99	1239.6	9.1	979.4	11.6	1725.7	19.3	57
Sample LP 25*																	
Zr 01 a	6	146	0.72	0.29349	0.00425	0.03617	0.00047	0.05886	0.04658	0.90	261.3	3.3	229.1	3.0	561.9	27.6	41
Zr 01 b	3	75	0.64	0.30878	0.00501	0.03752	0.00050	0.05971	0.04666	0.82	273.2	3.9	237.4	3.1	593.3	31.9	40
Zr 01 c	6	88	0.72	1.43768	0.02205	0.04155	0.00062	0.25100	0.04651	0.97	904.8	9.2	262.4	3.9	3191.1	24.4	8
Sample LP 34*																	
Zr 01 a	8	66	1.29	0.82117	0.01430	0.09546	0.00130	0.06240	0.04673	0.78	608.7	8.0	587.7	7.7	687.9	35.2	85
Zr 01 b	8	55	1.34	0.93014	0.01830	0.10692	0.00152	0.06311	0.04683	0.72	667.7	9.6	654.8	8.9	711.8	40.8	92
Zr 01 c	3	23	1.15	1.11190	0.02785	0.10184	0.00169	0.07920	0.04703	0.66	759.1	13.4	625.2	9.9	1177.1	50.9	53
Sample LP 35*																	
Zr 01 core	14	201	0.57	0.54746	0.00788	0.06631	0.00086	0.05989	0.04658	0.90	443.3	5.2	413.9	5.2	599.6	27.5	69
Zr 01 rim	1	6	5.98	1.91940	0.14045	0.05991	0.00359	0.23241	0.04886	0.82	1087.9	48.9	375.1	21.8	3068.7	141.1	12
Zr 02	25	135	0.41	2.09210	0.02838	0.18135	0.00233	0.08368	0.04649	0.95	1146.2	9.3	1074.3	12.7	1285.1	22.9	84
Zr 03 a	1	29	0.43	0.52789	0.01633	0.04636	0.00088	0.08260	0.04728	0.61	430.4	10.9	292.1	5.4	1259.7	63.5	23
Zr 03 b	0	0	1.35	97.17770	6.62227	1.00770	0.08673	0.69953	0.04859	1.26	4657.3	68.5	4493.1	278.5	4729.8	128.3	95
Sample LP 41*																	
Zr 01 a	32	646	0.26	0.38501	0.00477	0.05013	0.00056	0.05569	0.04653	0.90	330.7	3.5	315.3	3.4	439.8	24.9	72
Zr 01 b	22	400	0.28	0.44146	0.00575	0.05488	0.00062	0.05833	0.04657	0.87	371.3	4.1	344.4	3.8	541.5	27.2	64
Zr 02 a	4	80	0.66	0.37661	0.00725	0.04927	0.00058	0.05543	0.04684	0.61	324.5	5.4	310.0	3.5	429.5	41.2	72
Zr 02 b	8	136	0.68	0.40171	0.00621	0.04945	0.00057	0.05891	0.04665	0.75	342.9	4.5	311.1	3.5	563.6	31.5	55
Zr 03 a	441	3571	0.35	1.26528	0.01509	0.11693	0.00131	0.07846	0.04646	0.94	830.3	6.8	712.9	7.6	1158.6	21.6	62
Zr 03 b	368	3041	0.32	1.18135	0.01429	0.11765	0.00132	0.07281	0.04648	0.93	791.9	6.7	717.0	7.6	1008.7	22.4	71
Zr 03 c	678	5698	0.09	1.14955	0.01402	0.12574	0.00141	0.06629	0.04649	0.92	777.0	6.6	763.5	8.1	815.6	23.3	94
Zr 04 a	4	83	0.39	0.45042	0.00781	0.04949	0.00058	0.06600	0.04672	0.68	377.6	5.5	311.4	3.5	806.3	35.0	39
Zr 04 b	3	74	0.41	0.36021	0.00758	0.04479	0.00053	0.05832	0.04693	0.56	312.4	5.7	282.5	3.3	541.0	45.6	52

Note: Concordance refers to the $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ age versus $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ age.

ppm — parts per million, σ — standard deviation; ρ — error correlation.

samples that do not give enough zircons grain to allow interpretation

Note: Concordance refers to the $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ age versus $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ age.

ppm — parts per million; σ — standard deviation; ρ — error correlation.

*samples that do not give enough zircons grain to allow interpretation

Annexe 3.3. Données géochimiques – Bassin de Luang Prabang

Tableau 1. Données géochimiques de roches volcano-sédimentaires et volcaniques du Bassin de Luang Prabang.

Echantillons	LP 59	LP 68	LP 07	LP 44	LP 45	LP 70	LP 32	LP 34	LP 35	LP 38	LP 40	LP 41	LP 42	LP 66	LP 22	LP 23	LP 24	LP 25
Formation/Unité	Formation des Argiles Rouges										Formation des Tuffites de Luang Prabang							
Nature	VS	V	VS	VS	VS	V	VS	VS	VS	VS	VS	VS	VS	VS	VS	V	V	V
Unité des Roches Mafiques																		
Eléments majeurs																		
SiO ₂	%	70,55	61,27	63,58	63,70	65,97	70,31	59,53	46,93	55,52	54,67	52,15	54,97	56,61	47,59	53,69	52,13	48,59
AlO ₃	%	14,57	16,76	15,32	15,20	15,61	14,16	13,39	16,17	17,63	17,81	17,31	14,20	14,31	16,04	13,28	14,27	15,59
Fe ₂ O ₃ ^{tot}	%	3,28	4,43	3,06	3,87	3,54	3,86	7,98	9,92	7,50	7,00	8,46	7,84	8,34	11,75	9,54	10,76	11,79
MnO	%	0,00	0,05	0,06	0,05	0,04	0,05	0,18	0,18	0,11	0,16	0,14	0,18	0,19	0,18	0,11	0,13	0,16
MgO	%	3,15	4,48	1,64	1,68	1,61	1,49	2,32	5,94	2,92	2,43	3,66	3,91	3,45	6,69	2,53	2,67	2,93
CaO	%	0,18	0,86	3,00	3,55	1,28	0,42	8,83	10,76	3,47	3,92	5,90	7,41	6,62	6,31	14,57	12,29	13,97
Na ₂ O	%	0,06	7,65	6,28	4,61	6,15	4,06	2,47	3,36	7,17	7,16	4,54	2,92	2,25	4,32	1,31	1,25	1,02
K ₂ O	%	0,70	0,38	0,48	1,53	1,35	2,48	0,07	1,03	1,43	1,75	1,36	1,37	1,04	0,79	0,03	0,05	0,41
TiO ₂	%	0,48	0,55	0,48	0,49	0,54	0,50	1,15	0,77	0,75	0,69	0,82	0,93	1,13	1,11	1,02	1,06	1,12
P ₂ O ₅	%	0,15	0,23	0,11	0,15	0,17	0,16	0,27	0,28	0,09	0,36	0,26	0,26	0,27	0,18	0,17	0,21	0,30
PF	%	6,34	3,56	4,89	4,94	2,99	3,01	4,04	4,79	4,24	3,65	4,36	5,09	5,27	4,61	4,10	4,54	4,99
Total	%	99,47	100,22	98,89	99,76	99,24	100,47	100,23	100,13	100,83	99,58	98,96	99,08	99,48	99,56	100,33	99,36	100,33
Eléments traces																		
As	ppm	2,874	< L.D.	31,52	< L.D.	< L.D.	1,358	1,252	5,373	13,22	3,059	1,372	8,359	2,766	2,361	5,085	2,804	< L.D.
Ba	ppm	67,76	148,4	275,4	325,2	216,2	103	9,563	131,7	96,14	155,5	187,7	225,3	252,9	171,9	19,19	18,55	16,4
Be	ppm	0,957	1,091	1,467	1,054	1,227	1,517	0,801	0,937	0,48	1,495	1,046	0,913	0,949	0,547	0,623	0,651	0,858
Bi	ppm	0,203	< L.D.	0,155	0,12	0,093	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Cd	ppm	< L.D.	< L.D.	0,199	0,133	0,164	< L.D.	0,323	< L.D.	0,12	0,195	< L.D.	0,156	0,11	< L.D.	0,131	0,187	0,21
Ce	ppm	35,53	42,32	41,94	35,02	34,29	60,97	21,27	18,98	21,35	33,27	19,3	18,74	21,29	13,64	12,43	14,24	13,29
Co	ppm	10,03	24,38	7,783	12,45	11,36	8,489	10,9	33,18	24,82	17,99	24,21	19,05	14,91	38,01	25,2	28,69	27,58
Cr	ppm	40,33	76,75	21,83	54,54	45,55	81,5	< L.D.	87,41	56,67	28,66	73,91	53,57	17,08	73,71	26,59	18,45	12,79
Cs	ppm	2,294	0,252	0,651	1,312	0,778	1,113	0,088	0,348	0,267	0,191	3,211	0,768	1,199	1,714	< L.D.	< L.D.	0,119
Cu	ppm	22,5	25,09	226,3	29,07	44,82	40,14	9,238	107,4	73,19	81,47	74,34	47,6	27,25	83,26	67,38	38,43	39,59
Dy	ppm	2,74	2,329	3,602	1,825	1,846	3,931	5,867	2,997	3,298	4,561	3,071	4,567	5,674	3,149	3,217	3,678	3,661
Er	ppm	1,429	1,082	1,906	0,908	0,918	1,701	3,529	1,693	1,915	2,676	1,769	2,739	3,417	1,817	1,967	2,18	1,919
Eu	ppm	0,92	1,03	1,173	0,896	0,931	2,229	1,571	1,091	1,038	1,504	1,096	1,382	1,621	1,033	0,896	1,007	1,028
Ga	ppm	16,82	15,25	17,7	18,22	17,86	17,84	20,23	18,16	13,51	19,21	20,24	17,9	19,48	15,93	23,38	25,28	24,03
Gd	ppm	3,175	3,126	4,162	2,351	2,461	5,794	5,258	3,112	3,151	4,659	3,106	4,316	5,288	3,091	2,962	3,374	3,304
Ge	ppm	1,476	0,834	1,133	1,003	0,821	1,04	2,131	2,29	0,858	1,201	1,506	1,883	1,789	1,224	2,654	2,085	2,09
Hf	ppm	3,52	3,33	4,524	3,309	3,611	3,316	3,253	1,61	2,608	3,448	2,371	2,642	3,183	1,79	1,815	1,97	1,925
Ho	ppm	0,518	0,421	0,694	0,336	0,34	0,666	1,22	0,591	0,668	0,936	0,624	0,95	1,188	0,648	0,678	0,768	0,664
In	ppm	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,095	0,099	0,087	< L.D.	< L.D.	< L.D.
La	ppm	19,65	22,35	27,49	20,1	19,31	71,25	8,622	8,09	9,552	15,14	8,904	8,173	9,039	5,828	5,15	6,345	5,35
Lu	ppm	0,209	0,144	0,277	0,131	0,119	0,201	0,562	0,261	0,307	0,445	0,282	0,436	0,554	0,274	0,311	0,352	0,308
Mo	ppm	< L.D.	< L.D.	14,36	0,356	0,322	< L.D.	< L.D.	0,503	0,6	0,931	< L.D.	0,752	0,637	< L.D.	0,673	1,104	0,628
Nb	ppm	5,57	5,717	8,094	5,336	6,199	5,282	2,658	1,771	3,292	3,748	3,023	2,357	2,61	2,389	1,701	1,872	1,793
Nd	ppm	16,87	19	24,6	15,34	15,51	50,38	15,27	12,26	12,34	20,28	12,1	13,66	15,58	9,928	8,615	10,01	9,604
Ni	ppm	34,81	83,4	21,86	50,99	42,26	42,03	< L.D.	38,97	28,36	12,63	25,18	26,96	11,34	30,65	10,62	11,72	12,89
Pb	ppm	5,1672	8,0263	7,1894	9,235	8,0236	4,4874	3,0664	4,2276	8,0681	7,454	3,744	3,5741	3,4929	2,0014	4,7359	4,9882	5,288
Pr	ppm	4,549	4,988	6,853	4,228	4,291	13,37	3,122	2,625	2,819	4,65	2,691	2,939	3,334	2,159	1,778	2,07	1,939
Rb	ppm	27,42	14,19	20,15	38,21	39,4	62,62	1,398	16,91	17,48	22,93	31,1	26,36	18,17	15,13	0,486	1,04	0,797

Sc	ppm	nd	8.51	nd	nd	0.202	0.219	nd	0.163	7.49	20.11	34.45	22.65	14.11	23.11	nd	nd	nd	25.64	26.45	28.14	24.44
Sb	ppm	0.289	<L.D.							<L.D.		<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.				<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.
Sh	ppm	3.392	3.705	4.721	2.893				3.037	7.536	4.499	3.17	3.089	4.925	3.083	3.869	4.614	2.785	2.551	2.88	2.816	3.153
Sm	ppm	1.383	0.611	2.982	1.2	1.116	0.623	1.041	0.651	1.252	0.819	1.618	0.853	1.252	0.819	16.18	1.503	0.873	1.024	1.05	0.791	<L.D.
Sn	ppm	23.66	382.5	666.7	819.9	639.3	307.5	97.17	457.9	423.4	403.4	595.1	296.3	250.1	586.5	52.79	46.39	45.2	265.9			
Sr	ppm	0.529	0.543	0.8	0.511	0.598	0.519	0.213	0.133	0.259	0.311	0.245	0.205	0.219	0.178	0.135	0.144	0.151	0.248			
Ta	ppm	0.486	0.437	0.634	0.34	0.355	0.767	0.9	0.497	0.529	0.741	0.495	0.72	0.884	0.504	0.509	0.57	0.565	0.517			
Tb	ppm	6.52	5.72	10.69	5.324	5.555	5.01	1.524	1.342	2.051	3.199	1.446	1.468	1.586	0.725	1.076	1.224	1.164	1.675			
Th	ppm	0.202	0.152	0.277	0.13	0.125	0.231	0.54	0.251	0.292	0.415	0.263	0.403	0.511	0.269	0.302	0.332	0.336	0.287			
Tm	ppm	1.737	1.168	2.135	1.675	1.563	2.235	0.589	0.677	0.949	1.498	0.578	0.625	0.635	0.335	0.458	0.461	0.426	0.552			
U	ppm	78.04	71.67	63.2	49.71	51.18	50.98	115.8	269.5	156.1	133.8	185.9	141.6	136.8	291.5	265	293.1	321.8	241.7			
V	ppm	0.715	0.321	1.18	0.669	0.805	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.	0.436	<L.D.	<L.D.	0.258	0.222	<L.D.	<L.D.	<L.D.	<L.D.			
W	ppm	15.98	12.23	22.7	10.04	10.23	20.79	34.84	16.96	18.61	27.64	17.74	27.36	34.73	18.37	19.64	22.09	22.08	19.24			
Y	ppm	1.335	0.965	1.747	0.847	0.795	1.377	3.617	1.702	1.979	2.895	1.82	2.771	3.544	1.787	2.03	2.263	2.2	1.965			
Yb	ppm	54.97	101.4	46.36	53.43	50.28	44.44	99	78.27	73.26	93.41	88.24	88.38	103.9	94.67	59.61	84.11	82.08	48.35			
Zn	ppm	139.8	134.3	187.1	137.8	145.7	138.8	119	55.96	98.27	137.4	89.03	95.1	115.9	64.58	63.96	70.22	68.35	87.11			

Valeurs de quelques rapports élémentaires caractéristiques

Eu/Eu ⁽¹⁾	0.86	0.93	0.81	1.05	1.04	1.03	0.99	1.06	1.02	1.01	0.96	1.08	1.03	1.00	1.08	1.00	0.99	1.03	0.96		
Ce/Ce ⁽²⁾	0.92	0.98	0.75	0.93	0.92	0.48	1.01	1.01	1.01	1.01	0.97	0.97	0.94	0.95	0.94	1.01	0.96	1.01	1.03		
(La/Yb) _N	10.56	16.61	11.29	17.02	17.42	37.12	1.71	3.41	3.46	3.75	3.51	2.12	1.83	2.34	1.82	2.01	1.74	2.66			
La/Yb	14.72	23.16	15.74	23.73	24.29	51.74	2.38	4.75	4.83	5.23	4.89	2.95	2.55	3.26	2.54	2.80	2.43	3.71			
Sr/Y	1.48	31.28	29.37	81.66	62.49	14.79	2.79	27.00	22.75	14.59	33.55	10.83	7.20	31.93	2.69	2.10	2.05	13.82			
Y/Ho	30.85	29.05	32.71	29.88	30.09	31.22	28.56	28.70	27.86	29.53	28.43	28.80	29.23	28.35	28.97	33.27	29.36	25.05			
Zr/Hf	39.72	40.33	41.36	41.64	40.35	41.86	36.58	36.74	37.68	39.85	39.43	36.00	36.41	36.08	35.24	35.64	35.51	36.74			

PF : Perte au Feu, L.D : Limite de Détection (cf. Annexe 2.1), VS : Volcano-Sédimentaire, V : Volcanique, ppm : partie par million, nd : non disponible.

(1) : $\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{Eu_{chondrite}}{\sqrt{(Sm/Yb)(Ce/Yb)_N}}$ où l'indice N indique que les concentrations ont été normalisées aux chondrites (valeurs de normalisation de Sun S.-S. et McDonough, 1989).

(2) : $\frac{Ce}{Ce^*} = \frac{Ce_{chondrite}}{\sqrt{(La/Yb)(Pr/Yb)_N}}$ où l'indice N indique que les concentrations ont été normalisées aux chondrites (valeurs de normalisation de Sun S.-S. et McDonough, 1989).

Annexe 3.4. Anomalies en Cérium et mobilité des Lanthanides

Les spectres en REE d'un échantillon de roche volcanique (LP 70) et d'un échantillon de roche volcano-sédimentaire (LP 07) du Bassin de Luang Prabang montrent une anomalie négative en Ce. De telles anomalies, positives ou négatives, sont relativement fréquentes dans les analyses géochimiques réalisées en Asie du Sud Est (e.g. Kamvong et al., 2014 ; Barr et al., 2000, 2006 ; Kamata et al., 2012 ; Sanematsu et al., 2009 ; Hoa et al., 2008a ; Yang J. et al., 2012 ; Zelazniewicz et al., 2013 ; Hieu et al., 2013 ; Intasopa et Dunn, 1994) mais l'origine de ces anomalies n'est généralement pas discutée. Des anomalies négatives en Ce ont par ailleurs été documentées dans d'autres contextes et concernent aussi bien des roches felsiques (e.g. Bohrson et Reid, 1997 ; Dequincey et al., 2006 ; Lapierre et al., 2008), mafiques (e.g. Marsh, 1991 ; Cotten et al., 1995) que des roches ultra-mafiques (e.g. Ndjigui et al., 2009).

3.4.1. Origine des anomalies en Cérium

L'existence des anomalies négatives en Ce reportées dans des contextes divers a fait l'objet de plusieurs interprétations. La fusion partielle d'une source présentant elle-même une anomalie négative en Ce est un mécanisme plausible pour expliquer de telles anomalies (Bohrson et Reid, 1997), mais n'a jamais été mise en évidence à notre connaissance. L'assimilation de sédiments marins contenant des oxyhydroxydes de Fe, eux-mêmes caractérisés par une anomalie négative en Ce est l'hypothèse privilégiée par Bohrson et Reid (1997) ou Lapierre et al. (2008). Une contamination postérieure à l'emplacement des roches magmatiques par de l'eau de mer, qui présente une anomalie négative en Ce marquée (e.g. Rollinson, 1993) pourrait constituer une autre explication plausible (Bohrson et Reid, 1997). Enfin, une autre explication à l'existence d'une anomalie négative en Ce est attribuée aux processus de redistribution des REE lors d'une altération par des fluides météoriques (e.g. Braun et al., 1990 ; Marsh, 1991 ; Cotten et al., 1995).

L'existence d'une source présentant elle-même une anomalie négative en Ce impliquerait l'existence de deux sources distinctes pour les galets prélevés dans les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang. Cette hypothèse est jugée peu probable dans la mesure où les autres caractéristiques géochimiques de ces galets sont semblables.

Il est possible de tester l'assimilation de sédiments marins, tels que des nodules hydrogénétiques de Fe et de Mn, ou une altération par de l'eau de mer, en étudiant les rapports Y/Ho et Zr/Hf (Bau, 1996). Les éléments Y et Ho d'une part et Zr et Hf d'autre part ont des rayons ioniques très proches et des états d'oxydation identiques. Leurs rapports restent chondritiques tant que leur comportement est contrôlé par leur charge et leur rayon ionique. En revanche, si leur comportement est contrôlé par des processus ne dépendant pas seulement du rayon et de la charge de ces éléments mais également de la présence de chélateurs, les rapports de ces éléments vont s'éloigner de leurs valeurs chondritiques (Bau, 1996). Les rapports Y/Ho et Zr/Hf ne sont pas modifiés par les processus magmatiques. En revanche, la présence de ligand variés dans les systèmes aqueux modifient ces rapports (Bau, 1996), permettant de mettre en évidence une éventuelle contamination par des sédiments marin ou altération par de l'eau de mer dans les échantillons prélevés dans le Bassin de Luang Prabang (Figure 1).

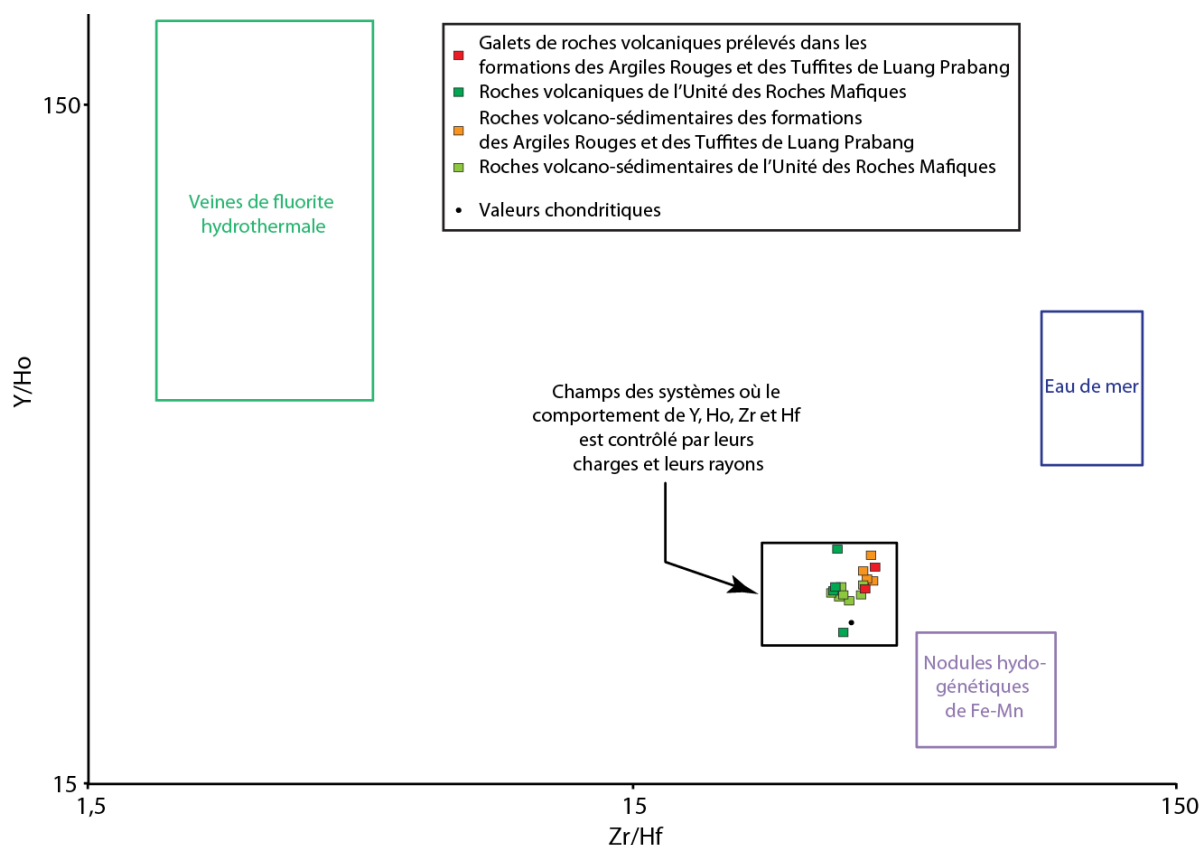


Figure 1. Champs Y/Ho et Zr/Hf dans divers contextes géologiques. Les champs et la valeur chondritique Y/Ho sont dessinés d'après Bau (1996). La valeur chondritique Zr/Hf est tirée de Pack et al., 2007.

Tous les échantillons prélevés dans le Bassin de Luang Prabang sont situés dans le champ des systèmes où le comportement de ces éléments est contrôlé par leur rayon et leur charge. Les points de ces différents échantillons ont des rapports Y/Ho légèrement supérieurs à celui des chondrites (sauf un échantillon qui présente une valeur très légèrement inférieure), du fait du caractère légèrement plus compatible de Y par rapport à Ho (Pack et al., 2007). Les rapports Y/Ho et Zr/Hf des échantillons de Luang Prabang, essentiellement chondritiques, suggèrent que l'assimilation de sédiments marins où une altération par de l'eau de mer ne soit pas à l'origine des anomalies négative en Ce observées.

Le rapport superchondritique Y/Ho de l'eau de mer s'illustre sur des spectres REY par une anomalie positive en Y (e.g. Johannesson et al., 2006). Une telle anomalie est totalement absente des échantillons du Bassin de Luang Prabang et en particulier des échantillons qui montrent une anomalie négative en Ce. L'origine de cette dernière est donc à rechercher dans les processus de redistribution des REE lors d'une altération par des fluides météoriques.

Comme l'Eu, le Ce présente la particularité parmi les REE d'avoir des degrés d'oxydations différents selon le potentiel d'oxydoréduction du milieu. En milieu réducteur, le Ce est sous forme Ce^{3+} comme les autres REE tandis qu'en milieu oxydant, le Ce est sous forme Ce^{4+} et précipite en CeO_2 (cérianite), très insoluble (e.g. Braun et al., 1990). En milieu oxydant, les autres REE restent en solution, sous forme REE^{3+} . Le lessivage des REE et le passage de la solution d'attaque en conditions oxydantes fournissent une explication au développement d'une anomalie négative en Ce dans des roches magmatiques altérées (Figure 2).

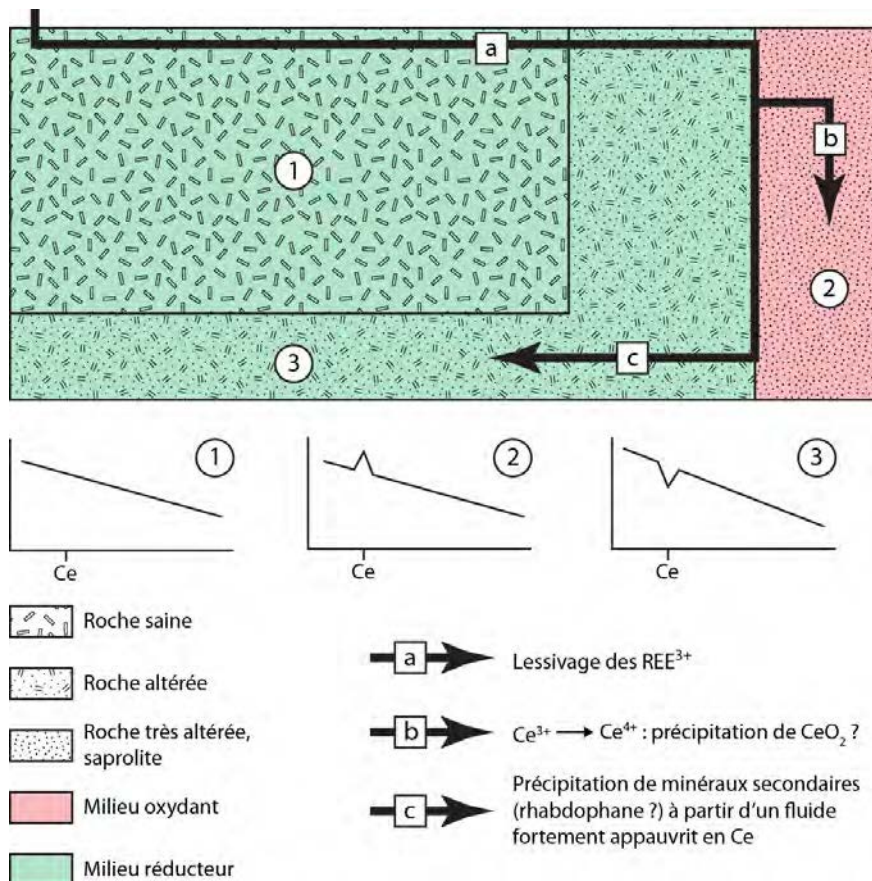


Figure 2. Mécanisme probable du développement de l'anomalie négative en Ce observée dans certains échantillons du Bassin de Luang Prabang (inspiré de Braun et al., 1990 ; Marsh, 1991 ; Cotten et al., 1995). Ni la cérianite, ni le rhabdophane n'ont été observés dans ces échantillons. La mise en évidence de ces phases minérales nécessite des moyens d'observation plus lourds que la microscopie photonique utilisée dans cette étude (microscopie électronique). L'allure des spectres en REE est schématiquement indiquée pour la roche saine (1), altérée et en condition réduite (3) et très altérée et en condition oxydante (2).

La précipitation de minéraux secondaires à partir de fluides très appauvris en Ce, tel que du rhabdophane (phosphate hydraté de LREE), même en faible proportion (0,3 wt % dans l'exemple de Cotten et al., 1995) peut suffire à expliquer le développement d'une anomalie négative en Ce (e.g. Cotten et al., 1995).

Le potentiel d'oxydoréduction du couple $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ augmente dans les solutions aqueuses où l'ion Ce^{4+} n'est pas complexé lorsque la température de la solution augmente (Bilal et Müller, 1992). Le couple $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ est donc d'autant plus susceptible de capter des électrons (et donc de réduire le Ce^{4+} en Ce^{3+}) à mesure que la température augmente. Le développement d'anomalies en Ce liées à des changements de potentiel redox du milieu a donc d'autant plus de chance de se dérouler à basse température (augmentation du potentiel redox du couple $\text{Ce}^{4+}/\text{Ce}^{3+}$ observée entre 0 et 95°C par Bilal et Müller, 1992). Par ailleurs (à notre connaissance et à celle de Cotten et al., 1995), des anomalies négatives en Ce n'ont jamais été reportées dans des cas d'altération hydrothermale de haute température.

Le développement des anomalies négatives en Ce observées dans certains échantillons prélevés dans le Bassin de Luang Prabang est donc probablement liée à un lessivage des REE à basse température, lors de l'altération de ces échantillons par des fluides météoriques. Ce processus implique un lessivage, un transport et la précipitation des REE. La présence d'une anomalie négative en Ce est l'un des seuls indices pour mettre en évidence une telle mobilité de ces éléments sans que celle-ci ait conduit à des modifications évidentes des concentrations en REE (Cotten et al., 1995). Le comportement des REE lors du lessivage, de leur transport puis de leur précipitation n'est pas nécessairement homogène parmi les différentes REE (e.g. Bau et al., 1998) et doit être contrôlé lorsque des rapports entre des LREE et HREE sont utilisés pour caractériser des roches dans lesquelles une mobilité des REE a été mise en évidence.

3.4.2. Mobilité différentielle des Lanthanides

Les résultats d'une expérience de lessivage réalisée sur des andésites fraîches sont présentés dans la Figure 3 (d'après Bau et al., 1998).

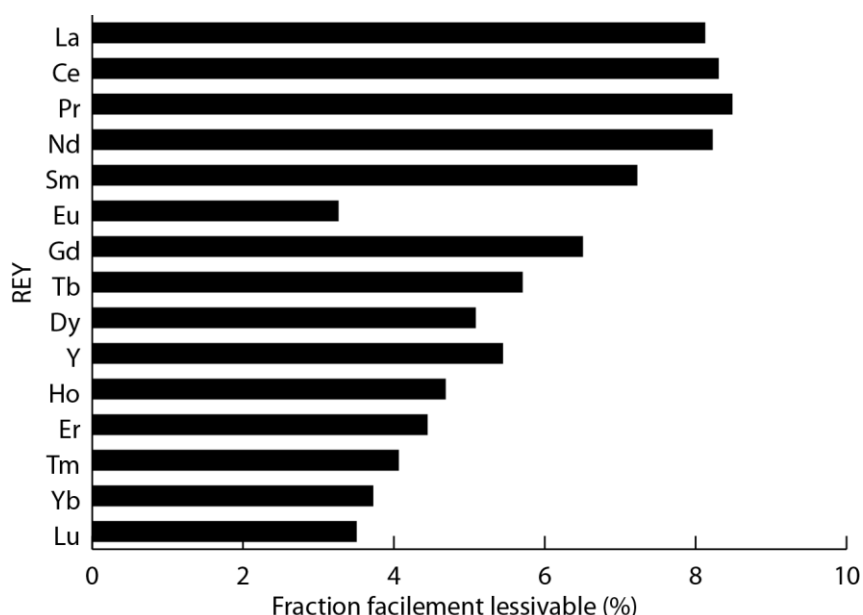


Figure 3. Fraction facilement lessivable d'une andésite fraîche.

Condition expérimentale : lessivage d'1 gramme d'andésite fraîche broyée par de l'eau distillée à 70°C pendant 1 heure et en présence d'une résine échangeuse de cations. Modifié d'après Bau et al., 1998.

Cette expérience montre clairement le lessivage différentiel des LREE par rapport aux HREE. Le moindre lessivage de l'Eu par rapport au Sm et au Gd est interprété par Bau et al. (1998) comme le résultat de la stabilité des plagioclases durant l'expérience. De manière complémentaire, des analyses de minéraux secondaires à la microsonde électronique ont mis en évidence des enrichissements préférentiels de ces minéraux en LREE par rapport aux HREE (Förster, 2000 ; Middleton et al., 2013).

Förtser (2000) propose que la mobilité préférentielle des LREE soit liée à la déstabilisation de l'allanite (épidote), qui présente des coefficients de partage largement plus importants pour les LREE que pour les HREE (e.g. Rollinson, 1993). Les observations pétrographiques n'ont pas permis de mettre en évidence de l'épidote dans les galets de roche volcanique prélevés dans les formations des Argiles Rouges et des Tuffites de Luang Prabang. Pour les liquides dacitiques et rhyolitiques, les plagioclases ont des coefficients de partage plus important pour les LREE que pour les HREE (Rollinson, 1993). C'est également le cas de la magnétite pour des liquides basaltiques à andésitiques (Rollinson, 1993). La présence de fantômes de plagioclases dans l'échantillon ayant une anomalie négative en Ce (LP 70) suggère que la déstabilisation de ces minéraux pendant l'altération météorique soit à l'origine d'un lessivage préférentiel des LREE dans un premier temps puis de leur accumulation préférentielle dans un second temps.

Les mécanismes de développement de l'anomalie négative en Ce de l'échantillon de roche volcanique LP 70 et leurs conséquences sur l'allure du spectre en REE sont indiqués dans la Figure 4.

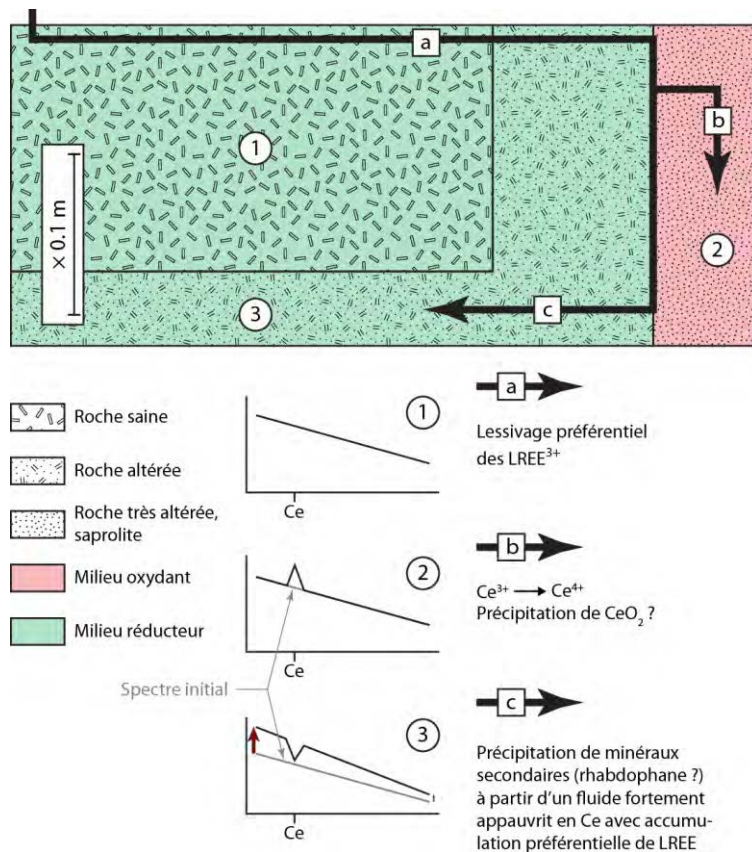


Figure 4. Rôle de la mobilité différentielle des REE sur l'allure du spectre.

Les numéros correspondent aux emplacements des échantillons analysés. L'échelle proposée (quelques décimètres) correspond à la distance séparant des échantillons de roche fraîche d'échantillons dans lesquels sont observés des accumulations en REE dans les travaux de Marsh (1991) et Förtser (2000).

Outre la présence de plagioclases altérés dans l'échantillon LP 70, un autre argument en faveur d'une plus grande mobilité des LREE est le facteur d'enrichissement relatif de l'échantillon LP 70 par rapport à l'échantillon LP 68 (moins altéré) de 3,2 pour le La contre 1,4 pour le Yb (Figure 5).

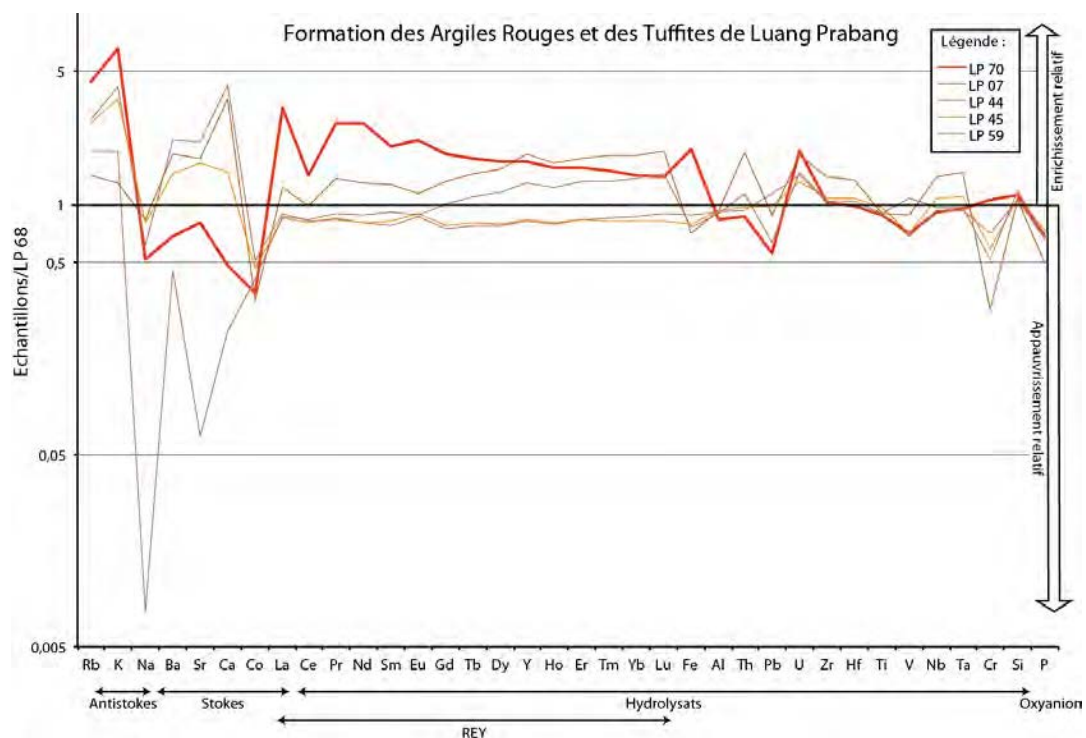


Figure 5 (page précédente). Diagramme d'enrichissements ou pertes en certains éléments par rapport à l'échantillon LP 68, pétrographiquement le moins altéré.

Le trait gras correspond à l'échantillon LP 70. Pour cet échantillon, les écarts aux valeurs de normalisation témoignent d'une mobilité potentielle des éléments et/ou des processus de différenciation magmatique « classiques ». Les traits fins correspondent aux échantillons de roches volcano-sédimentaires, les écarts aux valeurs de normalisation indiquent quels éléments sont potentiellement accumulés ou lessivés lors des processus sédimentaires. Les cations sont rangés selon leur potentiel ionique (rapport charge/rayon). Les cations stokes et antistokes sont des ions à faible potentiel ionique (< 3) et sont solubles, les hydrolysats ont un potentiel ionique plus élevé (compris entre 3 et 10) et sont insolubles. Les oxyanions ont un potentiel ionique très fort (> 10) et sont solubles. REY : REE et Y.

Le diagramme d'enrichissement relatif (Figure 5) montre que l'échantillon de roche volcanique LP 70 présente une concentration en La 3,2 fois supérieure à celle de l'échantillon LP68, moins altéré, mais ce facteur d'enrichissement relatif diminue progressivement pour les REE jusqu'à 1,4 pour le Lu. Ce diagramme montre également qu'une tendance inverse existe (concernant les REE) pour certaines roches volcano-sédimentaires par rapport à l'échantillon LP 68, accréditant l'hypothèse d'un lessivage différentiel des REE. Des processus de différenciation magmatique contribuent néanmoins certainement aux différences de concentration entre les échantillons LP 68 et LP 70.

L'autre échantillon qui présente une anomalie négative en Ce prononcée est un échantillon de roche volcano-sédimentaire. Dans la mesure où cette roche est un mélange incluant un pôle volcanique, l'anomalie négative en Ce de cet échantillon est interprétée comme la participation dans ce mélange de roches volcaniques ayant elles-mêmes une anomalie négative en Ce.

La mobilité des REE dépend de nombreux facteurs. L'exemple des échantillons de Luang Prabang montre que la déstabilisation des plagioclases engendre une mobilité plus importante des LREE. La déstabilisation d'autres phases minérales incorporant préférentiellement des HREE (olivine dans des liquides basaltiques par exemple, e.g. Rollinson, 1993) peut conduire à une mobilité plus importante des HREE (Aubert et al., 2001). Le rôle du fluide d'attaque, en particulier la présence ou non d'agents complexant plus ou moins spécifiques à certaines REE, peut également influencer sur leur mobilité différentielle (Middleton et al., 2013). Enfin, la nature des minéraux secondaires qui précipitent peut conduire à immobiliser ou maintenir en solution préférentiellement les LREE ou les HREE (Compton et al., 2003).

La mobilité différentielle des REE (conventionnellement considérées comme immobile), doit être contrôlée lorsque des rapports entre des LREE et HREE sont utilisés pour caractériser des roches. L'utilisation de tels rapports est notamment employée pour distinguer la série adakitique des roches calco-alcalines classiques.

3.4.3. Altération de surface et caractère adakitique

La modification du rapport de concentration entre le La (LREE) et le Yb (HREE) dans des roches calco-alcalines peut avoir des conséquences importantes sur l'interprétation de la série magmatique et sa signification géodynamique. Les diagrammes présentés dans la Figure 6 montrent l'évolution du rapport La/Yb, utilisé pour caractériser les adakites ($\text{La/Yb} > 20$; Richards et Kerrich, 2007), en fonction d'un marqueur de l'altération, la perte au feu. Certaines de ces séries magmatiques triasiques du domaine Est Téthysien (hormis celle de Lapierre et al., 2008 ; Figure 6E) sont supposées adakitiques (Tableau 1).

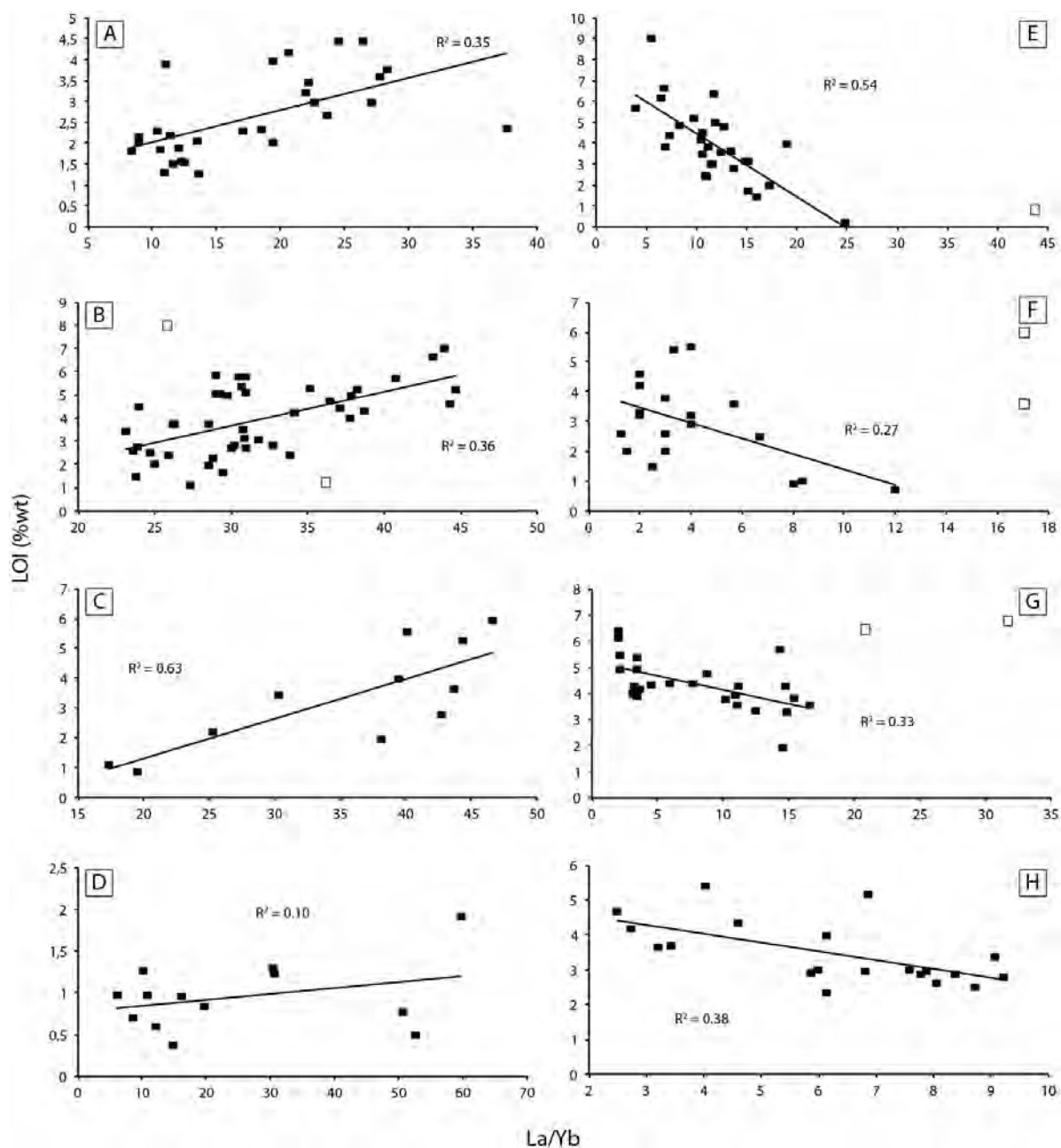


Figure 6. Evolution du rapport La/Yb pour différentes séries magmatiques calco-alcalines triasiques du domaine Est Téthysien (sauf E) en fonction de l'altération.

LOI (*Loss on Ignition*) : perte au feu, en pourcentage massique. R^2 : coefficient de détermination. Les carrés « creux » ne sont pas pris en compte dans le calcul des coefficients de détermination. Les références correspondant à chacun des jeux de données sont indiquées dans le Tableau 1. Le diagramme E correspond à des données issues du Massif Central (France) ; Lapierre et al., 2008.

Ces différents diagrammes montrent que dans la majorité des cas, le rapport La/Yb (i.e. LREE/HREE) est grossièrement corrélé avec un marqueur de l'altération (perte au feu). La plupart de ces roches, lorsque des descriptions pétrographiques sont fournies, montrent des signes d'altération observables en lame mince. Il est intéressant de noter que les roches supposées adakitiques (diagrammes A, B et C, Figure 6) montrent toutes une pente positive dans les diagrammes représentant la perte au feu en fonction du rapport La/Yb : plus les échantillons sont altérés, plus le rapport La/Yb augmente (i.e. plus le caractère adakitique est prononcé). D'autre part, certaines descriptions pétrographiques de diagrammes ayant une pente négative (diagramme E, Figure 6) mentionnent la présence d'olivine altérée dans certains échantillons. La valeur négative de la pente peut ainsi s'expliquer par la déstabilisation d'une phase minérale ayant incorporée préférentiellement des HREE lors de leur cristallisation.

Tableau 1. Mobilité différentielle des REE et caractère adakitique de différentes séries magmatiques calco-alcalines.

Lettre (Figure 47)	Nombre d'analyses (*)	Coefficient de détermination (*)	de Adakite ?	Remarques	Référence
A	29	0,347	Oui	Plagioclases altérés	Kamvong et al., 2014
B	44 (46)	0,355 (0,191)	Oui	Altération « prophylitique ou chloritique »	Leng C.-B. et al., 2014
C	11 (12)	0,631 (0,289)	Oui		Chen J.-L. et al., 2014
D	13	0,104	Non		Owada et al., 2007
E	29 (30)	0,542 (0,438)	Non	Souvent très altérés, dont olivine (origine de la pente négative observée ?)	Lapierre et al., 2008
F	19 (21)	0,273 (0,002)	Non	Altération des feldspaths visible en sur les photographies de lames minces	Salam et al., 2014
G	25 (27)	0,331 (0,002)	Non	Chlorite secondaire, olivine	Wang Y. et al., 2010
H	20	0,377	Non		Peng T. et al., 2008

(*) : les nombres en italique entre parenthèses prennent en compte des analyses représentées par des carrés « creux » dans la Figure 6.

L'existence d'une corrélation entre l'altération et le rapport La/Yb amène à considérer avec prudence les interprétations sur l'existence d'adakites, surtout lorsque les roches correspondantes montrent des signes d'altération évidents. Les considérations géodynamiques qui peuvent être tirées de ces interprétations sont donc à envisager avec la même prudence.

Si, dans le cas des échantillons de Luang Prabang, l'existence d'une anomalie négative en Ce permet de mettre en évidence une accumulation (différentielle) en REE, l'ensemble des échantillons (hormis 4 analyses du diagramme E, Figure 6) présentés dans la Figure 6 ne montrent d'anomalie en Ce ($0,9 < Ce/Ce^* < 1,1$). En outre, ces 4 analyses ayant une anomalie en Ce marquée ($Ce/Ce^* < 0,9$) n'ont pas de position particulière dans ce diagramme (Figure 7).

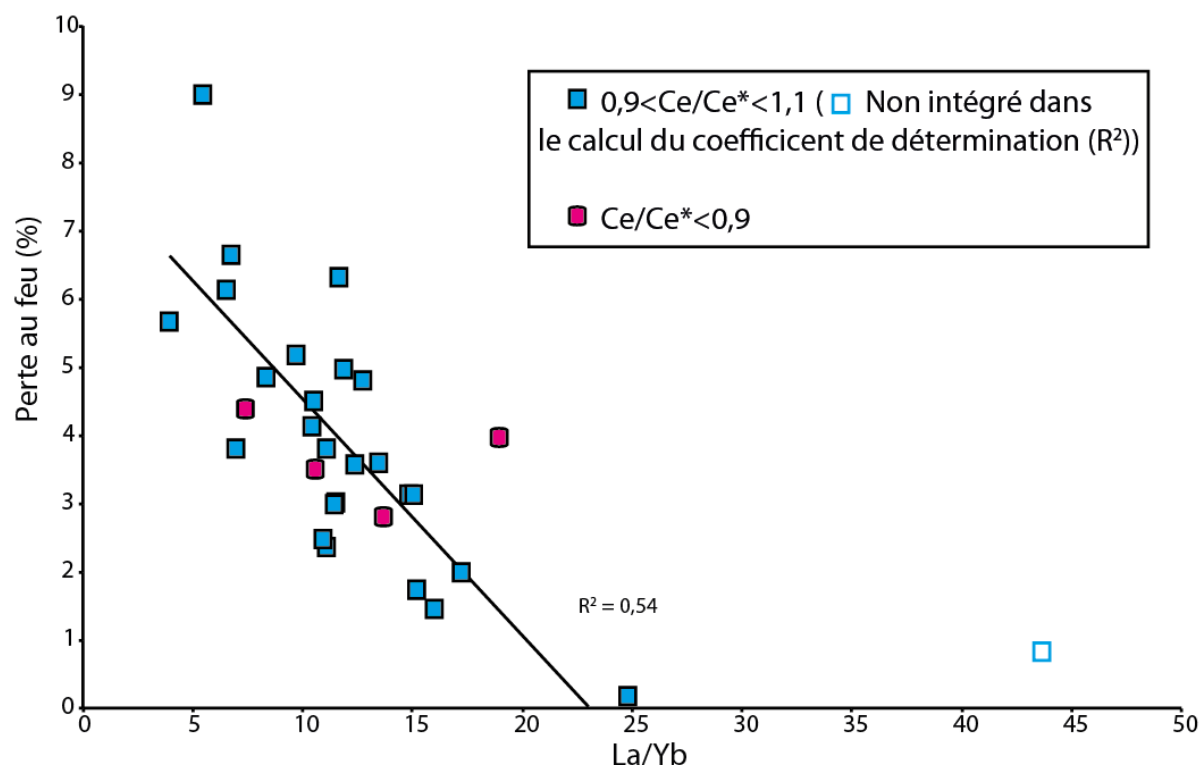


Figure 7. Lien entre anomalie en Ce et mobilité différentielle des REE.
Données : Lapierre et al., 2008.

La répartition des analyses montrant une anomalie négative en Ce suggère que l'accumulation en REE ne se traduit pas toujours par anomalie négative en REE. Cela peut être le cas si le lessivage, transport et précipitation se font entièrement en milieu réduit. Dans ce cas, le Ce reste sous forme Ce^{3+} , et il n'y a pas d'indication évidente de la mobilité des REE et encore moins de la mobilité différentielle des REE. L'utilisation d'un diagramme La/Yb en fonction d'un marqueur de l'altération peut alors être à même de donner des indications sur la mobilité des REE.

Ces différentes considérations sur (i) la mobilité des REE, (ii) le fait qu'une anomalie en Ce n'est pas toujours présente malgré la mobilité des REE et (iii) qu'il y ait une mobilité plus importante pour les LREE que pour les HREE dans le cas des échantillons du Bassin de Luang Prabang, permettent de proposer une interprétation sur l'origine du caractère adakitique de ces échantillons. Ces deux galets de roche volcanique, légèrement altérés pour l'un et plus sévèrement altéré pour l'autre, sont donc interprétés comme le résultat de l'altération de roche calco-alcalines classiques plutôt que comme des roches issues de la fusion partielle de la croûte océanique.

Annexe 4. Chapitre 4

Annexe 4.1. Résultats analytiques des datations LA-ICP-MS – Bassins de Sam Nua et de Song Ma

Tableau 1. Résultats analytiques des datations LA-ICP-MS – Bassins de Sam Nua et de Song Ma.

Zircon grain	Concentrations (ppm)				Isotopic ratios				ρ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$				$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$				Ages (Ma)				Concordance (%)
	[Pb]	[U]	[Th]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{207}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$						
Sample VN12-14																						
Zr 01	11	210	0.70	0.35627	0.00649	0.04620	0.00059	0.05593	0.00102	0.70	309.4	4.9	291.1	3.7	449.4	39.7	65					
Zr 02	5	118	0.65	0.34257	0.00751	0.03797	0.00053	0.06544	0.00148	0.64	299.1	5.7	240.2	3.3	788.5	46.8	30					
Zr 03	3	66	0.57	0.41357	0.00871	0.04056	0.00057	0.07396	0.00161	0.67	351.4	6.3	256.3	3.5	1040.4	43.3	25					
Zr 04	22	527	0.50	0.29398	0.00389	0.04035	0.00047	0.05284	0.00065	0.88	261.7	3.1	255.0	2.9	322.1	27.7	79					
Zr 05	2	37	0.66	0.88385	0.02572	0.04665	0.00096	0.13743	0.00453	0.71	643.1	13.9	293.9	5.9	2195.0	56.1	13					
Zr 06	13	328	0.53	0.27487	0.00396	0.03835	0.00046	0.05199	0.00072	0.83	246.6	3.2	242.6	2.8	285.2	31.2	85					
Zr 07	8	189	0.70	0.29033	0.00449	0.04051	0.00049	0.05198	0.00078	0.78	258.8	3.5	256.0	3.0	284.7	34.0	90					
Zr 09	21	454	0.60	0.30840	0.00411	0.04337	0.00051	0.05159	0.00065	0.88	272.9	3.2	273.7	3.1	267.1	28.4	102					
Zr 10	21	470	0.65	0.30786	0.00447	0.04148	0.00050	0.05383	0.00075	0.83	272.5	3.5	262.0	3.1	363.9	31.3	72					
Zr 11	43	915	0.72	0.32470	0.00490	0.04282	0.00052	0.05500	0.00081	0.80	285.5	3.8	270.3	3.2	412.3	32.3	66					
Zr 12	36	743	0.80	0.42751	0.00619	0.04161	0.00050	0.07453	0.00105	0.83	361.4	4.4	262.8	3.1	1055.6	28.5	25					
Zr 13	5	76	1.37	0.41435	0.00929	0.04489	0.00064	0.06696	0.00156	0.64	352.0	6.7	283.1	3.9	836.4	47.8	34					
Zr 14	4	82	0.49	0.30328	0.00628	0.04154	0.00055	0.05297	0.00112	0.64	269.0	4.9	262.4	3.4	327.3	47.1	80					
Zr 15	4	81	0.66	0.39314	0.00869	0.04157	0.00059	0.06860	0.00158	0.64	336.7	6.3	262.6	3.6	886.8	46.9	30					
Zr 16	3	61	0.52	0.41839	0.00919	0.04029	0.00058	0.07533	0.00173	0.66	354.9	6.6	254.6	3.6	1077.4	45.5	24					
Zr 17	3	73	0.53	0.27038	0.00722	0.03817	0.00056	0.05138	0.00143	0.55	243.0	5.8	241.5	3.5	258.0	62.6	94					
Zr 18	31	673	1.07	0.28162	0.00367	0.03814	0.00044	0.05357	0.00066	0.89	251.9	2.9	241.3	2.7	352.7	27.5	68					
Zr 19	4	79	0.64	0.31029	0.00646	0.04119	0.00054	0.05465	0.00116	0.63	274.4	5.0	260.2	3.4	397.8	46.7	65					
Zr 20	12	260	1.00	0.29277	0.00431	0.03888	0.00046	0.05462	0.00078	0.80	260.7	3.4	245.9	2.9	396.8	31.6	62					
Zr 21	3	72	0.62	0.30856	0.00613	0.04064	0.00053	0.05508	0.00112	0.66	273.1	4.8	256.8	3.3	415.2	44.1	62					
Zr 22	3	61	0.66	0.47132	0.01192	0.04048	0.00064	0.08446	0.00229	0.63	392.1	8.2	255.8	4.0	1303.1	51.9	20					
Zr 23	10	225	0.70	0.27765	0.00448	0.03829	0.00046	0.05261	0.00084	0.74	248.8	3.6	242.2	2.9	312.0	36.1	78					
Zr 24	4	82	0.67	0.28953	0.00546	0.04018	0.00051	0.05227	0.00100	0.67	258.2	4.3	254.0	3.1	297.2	43.0	85					
Zr 25	7	171	0.64	0.27533	0.00445	0.03836	0.00046	0.05208	0.00084	0.74	246.9	3.5	242.6	2.9	288.8	36.3	84					
Zr 26	25	587	0.68	0.26796	0.00343	0.03833	0.00044	0.05072	0.00062	0.90	241.1	2.8	242.5	2.7	228.0	27.9	106					
Zr 27	7	172	0.55	0.25946	0.00542	0.03553	0.00047	0.05297	0.00114	0.63	234.2	4.4	225.1	2.9	327.6	48.0	69					
Zr 28	10	214	0.57	0.30697	0.00465	0.04215	0.00050	0.05284	0.00079	0.78	271.8	3.6	266.1	3.1	321.7	33.6	83					
Zr 29	3	58	0.50	0.30888	0.00747	0.04033	0.00056	0.05556	0.00140	0.57	273.3	5.8	254.9	3.5	434.4	54.7	59					
Zr 30	2	55	0.50	0.29488	0.00743	0.03922	0.00056	0.05455	0.00143	0.57	262.4	5.8	248.0	3.5	393.7	57.5	63					
Zr 31	4	83	0.68	0.28320	0.00547	0.03917	0.00050	0.05245	0.00104	0.66	253.2	4.3	247.7	3.1	305.2	44.3	81					
Zr 32	31	548	1.58	0.29239	0.00377	0.04104	0.00047	0.05169	0.00064	0.89	260.4	3.0	259.3	2.9	271.6	28.2	95					
Zr 33	3	69	0.58	0.31376	0.00702	0.04078	0.00055	0.05582	0.00129	0.60	277.1	5.4	257.6	3.4	444.7	50.5	58					
Zr 34	7	156	0.70	0.28372	0.00453	0.04118	0.00049	0.04998	0.00080	0.75	253.6	3.6	260.1	3.0	194.0	36.7	134					
Zr 35 core	3	63	0.54	0.29631	0.00672	0.04083	0.00055	0.05264	0.00123	0.59	263.5	5.3	258.0	3.4	313.2	52.3	82					
Zr 35 rim	4	83	0.73	0.32146	0.00944	0.04239	0.00066	0.05501	0.00170	0.53	283.0	7.3	267.6	4.1	412.4	67.1	65					
Zr 36	4	86	0.65	0.28219	0.00759	0.03915	0.00057	0.05229	0.00147	0.54	252.4	6.0	247.6	3.6	297.9	62.9	83					
Zr 37	4	93	0.67	0.29003	0.00583	0.04057	0.00052	0.05185	0.00107	0.64	258.6	4.6	256.4	3.2	279.0	46.6	92					
Zr 38	3	65	0.63	0.32503	0.00887	0.03908	0.00060	0.06032	0.00174	0.56	285.8	6.8	247.2	3.7	615.1	61.1	40					
Zr 39	3	87	0.48	0.26382	0.01208	0.03322	0.00071	0.05759	0.00282	0.47	237.7	9.7	210.7	4.5	514.1	104.5	41					

Zircon grain	Concentrations (ppm)				[Th] [U]	Isotopic ratios			ρ	Ages (Ma)			Concordance (%)					
	[Pb]	[U]			$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$				
Zr 40	69	2264	0.54		0.23411	0.00277	0.02770	0.00031	0.06131	0.00067	0.95	213.6	2.3	176.1	2.0	650.0	23.1	27
Zr 41	24	552	0.80		0.29501	0.00385	0.03912	0.00044	0.05470	0.00067	0.86	262.5	3.0	247.4	2.7	400.1	27.0	62
Zr 42	4	98	0.65		0.28375	0.00589	0.03930	0.00047	0.05237	0.00108	0.58	253.6	4.7	248.5	2.9	301.6	46.1	86
Zr 43	5	119	0.53		0.29795	0.00510	0.03752	0.00044	0.05760	0.00096	0.69	264.8	4.0	237.5	2.7	514.3	36.6	42
Zr 44	4	84	0.64		0.30875	0.00568	0.03873	0.00045	0.05783	0.00104	0.63	273.2	4.4	245.0	2.8	523.0	39.4	47
Zr 45	20	489	0.90		0.26000	0.00336	0.03651	0.00041	0.05166	0.00062	0.87	234.7	2.7	231.2	2.6	270.3	27.4	86
Zr 46	22	496	1.16		0.24256	0.00325	0.03466	0.00039	0.05076	0.00064	0.84	220.5	2.7	219.7	2.5	229.9	28.7	96
Zr 47	12	265	0.74		0.28128	0.00395	0.03771	0.00043	0.05411	0.00072	0.81	251.7	3.1	238.6	2.7	375.4	29.7	64
Zr 48 core	46	943	1.30		0.26298	0.00324	0.03695	0.00042	0.05162	0.00058	0.92	237.1	2.6	233.9	2.6	268.6	25.7	87
Zr 48 rim	4	72	0.99		0.39106	0.00849	0.04207	0.00052	0.06742	0.00146	0.57	335.1	6.2	265.7	3.2	850.9	44.3	31
Zr 49	6	136	0.40		0.27387	0.00508	0.03952	0.00047	0.05027	0.00091	0.64	245.8	4.1	249.9	2.9	207.3	41.4	121
Zr 50	80	1582	1.19		0.28486	0.00346	0.04001	0.00046	0.05164	0.00057	0.95	254.5	2.7	252.9	2.8	269.5	25.1	94
Zr 51	3	76	0.63		0.28729	0.00546	0.03986	0.00047	0.05228	0.00097	0.62	256.4	4.3	252.0	2.9	297.7	41.7	85
Zr 52	3	78	0.63		0.28948	0.00619	0.03819	0.00046	0.05499	0.00116	0.56	258.2	4.9	243.6	2.9	411.7	46.3	59
Zr 53	29	697	0.59		0.27390	0.00346	0.03846	0.00044	0.05166	0.00060	0.91	245.8	2.8	241.3	2.7	270.6	26.3	90
Zr 54	92	1849	1.26		0.27718	0.00341	0.03865	0.00044	0.05202	0.00058	0.93	248.4	2.7	244.5	2.8	286.5	42.7	85
Zr 55	3	72	0.61		0.28019	0.00540	0.03975	0.00047	0.05113	0.00096	0.61	250.8	4.3	251.3	2.9	246.8	42.7	102
Zr 56	54	1265	0.55		0.28115	0.00344	0.04001	0.00046	0.05097	0.00056	0.94	251.6	2.7	252.9	2.8	239.6	25.3	106
Zr 57	14	256	1.05		0.29711	0.00429	0.04317	0.00050	0.04992	0.00068	0.80	264.1	3.4	272.5	3.1	191.3	31.2	142
Zr 58	16	354	0.45		0.30463	0.00409	0.04263	0.00049	0.05183	0.00064	0.86	270.0	3.2	269.1	3.1	278.1	28.1	97
Zr 59	3	62	0.55		0.29627	0.00605	0.03967	0.00048	0.05417	0.00108	0.59	263.5	4.7	250.8	3.0	378.1	44.4	66
Zr 60	11	252	0.82		0.27779	0.00411	0.03868	0.00045	0.05209	0.00072	0.79	248.9	3.3	244.6	2.8	289.5	31.3	84
Zr 61	7	146	0.66		0.29555	0.00470	0.04118	0.00049	0.05207	0.00078	0.75	262.9	3.7	260.1	3.0	288.3	34.0	90
Zr 62	41	925	0.46		0.29993	0.00387	0.04273	0.00050	0.05091	0.00059	0.91	266.3	3.0	269.8	3.1	236.8	26.7	114
Zr 63	13	280	0.54		0.31539	0.00440	0.04343	0.00051	0.05267	0.00068	0.84	274.1	3.4	274.1	3.1	314.7	29.0	87
Zr 64	2	56	0.52		0.34992	0.00814	0.04101	0.00052	0.06189	0.00143	0.55	304.7	6.1	259.1	3.2	670.2	48.6	39
Zr 65	6	132	0.93		0.29233	0.00508	0.04030	0.00048	0.05261	0.00088	0.69	260.4	4.0	254.7	3.0	312.1	37.4	82
Zr 66	3	65	0.53		0.31834	0.00648	0.04053	0.00050	0.05697	0.00113	0.61	280.6	5.0	256.1	3.1	489.9	43.4	52
Zr 67	31	613	1.20		0.28975	0.00391	0.04014	0.00047	0.05236	0.00064	0.87	258.4	3.1	253.7	2.9	301.2	27.7	84
Zr 68	4	48	0.61		1.67047	0.02391	0.05235	0.00064	0.23148	0.00313	0.85	997.4	9.1	328.9	3.9	3062.3	21.5	11
Zr 69	14	330	0.56		0.29263	0.00417	0.04121	0.00049	0.05151	0.00067	0.83	260.6	3.3	260.3	3.0	263.8	29.7	99
Zr 70	11	272	0.65		0.27080	0.00401	0.03803	0.00045	0.05165	0.00071	0.80	243.3	3.2	240.6	2.8	270.1	31.1	89
Zr 71	17	412	0.62		0.27279	0.00379	0.03872	0.00046	0.05110	0.00064	0.86	244.9	3.0	244.9	2.9	245.2	28.8	100
Zr 72	4	99	0.54		0.29678	0.00637	0.04105	0.00051	0.05244	0.00110	0.58	263.9	5.0	259.3	3.2	304.8	47.0	85
Zr 73 core	3	64	0.59		0.29694	0.00621	0.04075	0.00050	0.05285	0.00108	0.59	264.0	4.9	257.5	3.1	322.2	45.5	80
Zr 73 rim	2	55	0.60		0.26160	0.00687	0.03879	0.00049	0.04892	0.00126	0.48	236.0	5.5	245.3	3.0	144.0	59.6	170
Zr 74	8	167	0.70		0.44207	0.00716	0.04070	0.00050	0.07878	0.00120	0.76	371.7	5.0	257.2	3.1	1166.7	29.9	22
Zr 75	29	656	0.60		0.30204	0.00408	0.04239	0.00050	0.05168	0.00062	0.87	268.0	3.2	267.6	3.1	271.3	27.5	99
Zr 76	8	194	0.61		0.29135	0.00467	0.04014	0.00048	0.05265	0.00079	0.75	259.6	3.7	253.7	3.0	313.6	33.6	81
Zr 77	6	130	0.46		0.29736	0.00576	0.04224	0.00052	0.05106	0.00095	0.64	264.3	4.5	266.7	3.2	243.5	42.4	110
Zr 78	3	75	0.64		0.31446	0.00596	0.04337	0.00053	0.05260	0.00096	0.64	277.6	4.6	276.9	3.3	311.4	41.1	88
Zr 79 core	33	712	0.74		0.30753	0.00414	0.04274	0.00050	0.05219	0.00064	0.87	272.3	3.2	269.8	3.1	293.7	27.5	92

Zircon grain	Concentrations (ppm)				[Th]	[U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)		
	[Pb]	[U]	[Th]	[U]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$					
Zr 79 rim	17	403	0.50	0.50	0.30116	0.00405	0.04124	0.00048	0.05297	0.00065	0.87	267.3	3.2	260.5	3.0	327.5	27.4	80
Zr 80	74	1536	0.91	0.91	0.30314	0.00383	0.04179	0.00049	0.05262	0.00059	0.93	268.9	3.0	263.9	3.0	312.3	25.4	85
Zr 81	82	1834	2.87	0.90	0.30773	0.00394	0.02937	0.00034	0.07600	0.00087	0.90	272.4	3.1	186.6	2.2	1095.1	22.9	17
Zr 82	38	820	0.70	0.30051	0.00378	0.00049	0.04225	0.00049	0.05159	0.00058	0.92	266.8	3.0	266.8	3.1	267.2	25.6	100
Zr 83 core	10	228	0.57	0.30151	0.00439	0.004231	0.00050	0.05169	0.00070	0.00070	0.81	267.6	3.4	267.1	3.1	271.7	30.7	98
Zr 83 rim	12	273	0.69	0.29902	0.00419	0.00401	0.00049	0.05163	0.00067	0.00067	0.83	265.6	3.3	265.3	3.1	268.9	29.3	99
Zr 84	45	942	0.87	0.30980	0.00411	0.04138	0.00048	0.05430	0.00066	0.00066	0.87	274.0	3.2	261.4	3.0	383.4	27.0	68
Zr 85	155	3264	1.28	0.32259	0.00389	0.03753	0.00043	0.06234	0.00067	0.00067	0.95	283.9	3.0	237.5	2.7	685.9	22.6	35
Zr 86	3	71	0.54	0.30401	0.00619	0.03945	0.00048	0.05590	0.00111	0.00111	0.60	269.5	4.8	249.4	3.0	448.2	43.4	56
Zr 87	2	58	0.48	0.28407	0.00603	0.03893	0.00047	0.05293	0.00110	0.00110	0.57	253.9	4.8	246.2	2.9	325.7	46.6	76
Zr 88	4	106	0.66	0.27572	0.00609	0.03767	0.00046	0.05309	0.00116	0.00116	0.55	247.3	4.9	238.4	2.9	332.4	48.6	72
Zr 89 core	18	379	0.99	0.29404	0.00431	0.03940	0.00046	0.05414	0.00074	0.00074	0.80	261.7	3.4	249.1	2.9	376.7	30.8	66
Zr 89 rim	4	87	0.60	0.30047	0.00695	0.03823	0.00047	0.05701	0.00131	0.00131	0.53	266.8	5.4	241.9	2.9	491.4	49.8	49
Zr 90	5	125	0.50	0.27528	0.00455	0.03839	0.00045	0.05202	0.00082	0.00082	0.71	246.9	3.6	242.8	2.8	286.3	35.8	85
Zr 91	8	175	0.49	0.38464	0.00552	0.04222	0.00049	0.06608	0.00089	0.00089	0.81	330.4	4.1	266.6	3.0	808.9	28.0	33
Zr 92	91	1651	1.33	0.30714	0.00384	0.04154	0.00048	0.05364	0.00061	0.00061	0.92	272.0	3.0	262.4	3.0	355.7	25.4	74
Zr 93	2	57	0.49	0.29427	0.00691	0.04001	0.00049	0.05336	0.00125	0.00125	0.52	261.9	5.4	252.9	3.1	343.9	52.0	74
Zr 94	14	290	0.62	0.31262	0.00433	0.04295	0.00049	0.05280	0.00068	0.00068	0.82	276.2	3.4	271.1	3.1	320.0	29.1	85
Zr 95	83	1882	0.91	0.28776	0.00365	0.03758	0.00043	0.05555	0.00065	0.00065	0.90	256.8	2.9	237.8	2.7	434.0	25.4	55
Zr 96	3	64	0.67	0.30738	0.00712	0.04261	0.00052	0.05233	0.00120	0.00120	0.53	272.2	5.5	269.0	3.2	299.7	51.6	90
Zr 97	59	1376	0.55	0.28431	0.00349	0.04009	0.00045	0.05145	0.00058	0.00058	0.91	254.1	2.8	253.4	2.8	260.9	25.7	97
Zr 98	2	58	0.48	0.27874	0.00836	0.03989	0.00051	0.05069	0.00153	0.00153	0.43	249.7	6.6	252.2	3.2	226.7	68.3	111
Zr 99	21	454	0.57	0.30328	0.00397	0.04257	0.00048	0.05168	0.00063	0.00063	0.86	269.0	3.1	268.7	3.0	271.4	27.8	99
Zr 100	17	122	5.24	0.92310	0.01356	0.05233	0.00061	0.12797	0.00182	0.00182	0.79	664.0	7.2	328.8	3.8	2070.3	24.8	16
Zr 101	10	225	0.69	0.27582	0.00402	0.03867	0.00044	0.05174	0.00072	0.00072	0.78	247.3	3.2	244.6	2.7	273.9	31.5	89
Zr 102	16	357	0.71	0.27993	0.00377	0.03900	0.00044	0.05207	0.00066	0.00066	0.84	250.6	3.0	246.6	2.8	288.3	28.7	86
Zr 103	21	466	0.58	0.28948	0.00392	0.04162	0.00047	0.05045	0.00064	0.00064	0.83	258.2	3.1	262.9	2.9	215.8	29.3	122
Zr 104	2	57	0.50	0.29660	0.00724	0.04000	0.00049	0.05378	0.00131	0.00131	0.50	263.7	5.7	252.9	3.0	361.8	54.1	70
Sample VN12-22																		
Zr 01	13	312	0.59	0.27744	0.00415	0.03742	0.00043	0.05379	0.00077	0.00077	0.77	248.6	3.3	236.8	2.7	361.9	32.3	65
Zr 02	59	1469	0.44	0.26787	0.00335	0.03753	0.00042	0.05177	0.00061	0.00061	0.89	241.0	2.7	237.5	2.6	275.2	26.6	86
Zr 03	3	77	0.56	0.28932	0.00751	0.03650	0.00046	0.05750	0.00150	0.00150	0.49	258.0	5.9	231.1	2.8	510.2	56.8	45
Zr 04	5	115	0.42	0.27350	0.00498	0.03690	0.00043	0.05377	0.00097	0.00097	0.64	245.5	4.0	233.6	2.7	361.2	40.1	65
Zr 06	29	689	0.62	0.27539	0.00374	0.03837	0.00043	0.05206	0.00068	0.00068	0.83	247.0	3.0	242.7	2.7	288.0	29.4	84
Zr 07	15	330	0.72	0.27380	0.00381	0.03827	0.00043	0.05190	0.00069	0.00069	0.81	245.7	3.0	242.1	2.7	281.0	30.3	86
Zr 08	31	723	0.61	0.26737	0.00347	0.03758	0.00042	0.05160	0.00064	0.00064	0.86	240.6	2.8	237.8	2.6	267.9	28.1	89
Zr 09	23	525	0.83	0.26438	0.00355	0.03685	0.00041	0.05204	0.00067	0.00067	0.83	238.2	2.9	233.3	2.6	287.0	29.1	81
Zr 10	5	111	1.40	0.39382	0.02035	0.03574	0.00065	0.07993	0.00427	0.00427	0.35	337.2	14.8	226.4	4.1	1195.3	101.8	19
Zr 11	9	209	0.41	0.28222	0.00399	0.03932	0.00044	0.05207	0.00071	0.00071	0.79	252.4	3.2	248.6	2.7	288.3	30.8	86
Zr 12	2	43	0.68	0.38612	0.01063	0.03626	0.00047	0.07724	0.00216	0.00216	0.47	331.5	7.8	229.6	2.9	1127.5	54.8	20
Zr 13	3	73	0.63	0.29199	0.00613	0.03842	0.00045	0.05513	0.00115	0.00115	0.56	260.1	4.8	243.0	2.8	417.3	45.4	58
Zr 15	9	202	0.64	0.33953	0.00554	0.03835	0.00044	0.06422	0.00103	0.00103	0.70	296.8	4.2	242.6	2.7	748.9	33.5	32

Zircon grain	Concentrations (ppm)				[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)			
	[Pb]	[U]	[Th]	[U]	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$							
					± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ		± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ					
Zr 16	6	151	0.69	0.69	0.26383	0.00465	0.03729	0.00043	0.05132	0.00089	0.65	237.7	3.7	236.0	2.7	255.3	39.4	92
Zr 17	6	133	0.55	0.55	0.30356	0.00592	0.03835	0.00045	0.05741	0.00111	0.60	269.2	4.6	242.6	2.8	506.9	42.4	48
Zr 18	23	561	0.41	0.41	0.27377	0.00338	0.03850	0.00043	0.05157	0.00060	0.90	245.7	2.7	243.6	2.7	266.5	26.4	91
Zr 19	6	137	0.74	0.74	0.32395	0.00561	0.03806	0.00044	0.06174	0.00105	0.67	284.9	4.3	240.8	2.7	665.0	36.1	36
Zr 20	36	871	0.45	0.45	0.28059	0.00376	0.03929	0.00044	0.05180	0.00066	0.84	251.1	3.0	248.4	2.7	276.6	47.8	90
Zr 22 core	3	66	0.62	0.62	0.33886	0.00782	0.03713	0.00046	0.06621	0.00153	0.54	296.3	5.9	235.0	2.8	812.9	27.7	29
Zr 22 rim	5	111	0.60	0.60	0.30669	0.00632	0.03676	0.00044	0.06052	0.00124	0.58	271.6	4.9	232.7	2.7	622.2	43.5	37
Zr 23	23	562	0.83	0.83	0.27274	0.00346	0.03794	0.00043	0.05214	0.00061	0.89	244.9	2.8	240.1	2.7	291.4	26.7	82
Zr 24	4	77	1.67	1.67	0.32753	0.00728	0.03538	0.00043	0.06714	0.00149	0.55	287.7	5.6	224.2	2.7	842.2	45.6	27
Zr 25	7	156	0.62	0.62	0.27616	0.00459	0.03832	0.00044	0.05227	0.00084	0.69	247.6	3.7	242.4	2.8	297.2	36.3	82
Zr 26	9	223	0.51	0.51	0.28621	0.00455	0.03691	0.00043	0.05625	0.00086	0.73	255.6	3.6	233.6	2.7	461.4	33.9	51
Zr 27	34	824	0.64	0.64	0.26641	0.00336	0.03725	0.00042	0.05188	0.00061	0.89	239.8	2.7	235.7	2.6	280.1	26.5	84
Zr 28	6	133	0.55	0.55	0.28407	0.00468	0.03891	0.00045	0.05296	0.00084	0.70	253.9	3.7	246.1	2.8	327.1	35.6	75
Zr 29	13	318	0.49	0.49	0.28465	0.00387	0.03985	0.00045	0.05181	0.00066	0.83	254.3	3.1	251.9	2.8	277.0	28.9	91
Zr 30	9	230	0.46	0.46	0.28654	0.00469	0.03953	0.00046	0.05258	0.00083	0.71	255.8	3.7	249.9	2.9	310.6	35.4	80
Zr 31	7	163	0.60	0.60	0.27132	0.00444	0.03804	0.00044	0.05174	0.00081	0.71	243.7	3.6	240.7	2.8	273.9	35.6	88
Zr 32	16	413	0.47	0.47	0.27211	0.00367	0.03857	0.00044	0.05117	0.00064	0.85	244.4	2.9	244.0	2.8	248.4	28.6	98
Zr 33	11	272	0.61	0.61	0.27335	0.00433	0.03744	0.00044	0.05296	0.00080	0.74	245.4	3.5	236.9	2.7	327.2	33.9	72
Zr 34	4	87	0.63	0.63	0.28787	0.00640	0.03947	0.00048	0.05290	0.00116	0.55	256.9	5.1	249.6	3.0	324.5	49.1	77
Zr 35	11	262	0.41	0.41	0.28180	0.00406	0.03969	0.00046	0.05150	0.00070	0.80	252.1	3.2	250.9	2.9	263.4	30.8	95
Zr 36	5	124	1.00	1.00	0.26836	0.00453	0.03742	0.00044	0.05202	0.00084	0.70	241.4	3.6	236.8	2.7	286.1	36.6	83
Zr 37	5	112	0.61	0.61	0.28990	0.00533	0.03814	0.00045	0.05514	0.00098	0.64	258.5	4.2	241.3	2.8	417.8	39.2	58
Zr 38	37	1000	0.41	0.41	0.25966	0.00349	0.03670	0.00042	0.05132	0.00064	0.85	234.4	2.8	232.3	2.6	255.4	28.2	91
Zr 39	7	187	0.50	0.50	0.26209	0.00607	0.03753	0.00046	0.05066	0.00116	0.53	236.3	4.9	237.5	2.9	225.3	52.2	105
Zr 40	9	246	0.42	0.42	0.26373	0.00539	0.03540	0.00043	0.05404	0.00108	0.59	237.7	4.3	224.3	2.7	372.5	44.5	60
Zr 41	5	83	0.96	0.96	0.60096	0.01160	0.04283	0.00054	0.10177	0.00194	0.65	477.8	7.4	270.4	3.3	1656.6	34.8	16
Zr 42	24	620	0.52	0.52	0.27268	0.00403	0.03729	0.00044	0.05304	0.00073	0.80	244.8	3.2	236.0	2.7	390.3	30.9	71
Zr 43	9	211	0.67	0.67	0.30653	0.00526	0.03895	0.00047	0.05709	0.00094	0.70	271.5	4.1	246.3	2.9	494.3	35.9	50
Zr 45	40	1057	0.53	0.53	0.26161	0.00369	0.03672	0.00043	0.05167	0.00067	0.83	236.0	3.0	232.5	2.7	270.9	29.4	86
Zr 46	11	302	0.43	0.43	0.28596	0.00439	0.03752	0.00045	0.05528	0.00079	0.78	255.4	3.5	237.5	2.8	423.5	31.5	56
Zr 47	15	347	0.88	0.88	0.27451	0.00445	0.03737	0.00045	0.05328	0.00082	0.74	246.3	3.6	236.5	2.8	340.7	34.2	69
Zr 48	15	323	0.91	0.91	0.31325	0.00479	0.03827	0.00046	0.05937	0.00085	0.79	276.7	3.7	242.1	2.8	580.7	30.6	42
Zr 49	9	211	0.55	0.55	0.29021	0.00459	0.04015	0.00048	0.05243	0.00078	0.76	258.7	3.6	253.8	3.0	304.2	33.3	83
Zr 50	11	275	0.38	0.38	0.29149	0.00419	0.03977	0.00048	0.05317	0.00070	0.84	259.7	3.3	251.4	3.0	336.1	29.4	75
Zr 51	38	959	0.46	0.46	0.28614	0.00380	0.03846	0.00046	0.05397	0.00064	0.90	255.5	3.0	243.3	2.8	369.8	26.7	66
Zr 52	32	784	0.52	0.52	0.28135	0.00360	0.03895	0.00046	0.05240	0.00059	0.92	251.7	2.9	246.4	2.9	302.8	25.5	81
Zr 53	6	150	0.81	0.81	0.29533	0.00590	0.03777	0.00047	0.05676	0.00110	0.62	262.9	4.6	239.0	2.9	481.5	42.7	50
Zr 54	23	538	0.54	0.54	0.29049	0.00390	0.04055	0.00048	0.05197	0.00063	0.88	258.9	3.1	256.2	3.0	284.2	27.4	90
Zr 56	4	86	0.61	0.61	0.45513	0.00966	0.04072	0.00052	0.08108	0.00170	0.60	380.9	6.7	257.3	3.2	1223.4	40.6	21
Zr 58	17	407	0.67	0.67	0.27183	0.00368	0.03864	0.00045	0.05104	0.00063	0.86	244.2	2.9	244.4	2.8	242.4	28.1	101
Zr 59	4	96	0.65	0.65	0.27446	0.00624	0.03846	0.00048	0.05177	0.00116	0.55	246.3	5.0	243.3	3.0	275.3	50.4	88
Zr 60	7	164	0.85	0.85	0.28140	0.00517	0.03686	0.00044	0.05539	0.00098	0.65	251.8	4.1	233.3	2.8	427.6	38.6	55

Zircon grain	Concentrations (ppm)				[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)			
	[Pb]	[U]	²⁰⁷ Pb 235U	²⁰⁶ Pb 238U		²⁰⁷ Pb 206Pb		²⁰⁷ Pb 235U			²⁰⁶ Pb 238U		²⁰⁷ Pb 206Pb					
						± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ		± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ				
Zr 61	25	614	0.45	0.45	0.28166	0.00380	0.03903	0.00046	0.05235	0.00064	0.87	252.0	3.0	246.8	2.8	300.7	27.8	82
Zr 62	19	454	0.51	0.51	0.28827	0.00396	0.04077	0.00048	0.05130	0.00065	0.86	257.2	3.1	257.6	3.0	254.4	28.8	101
Zr 63	6	124	0.77	0.77	0.30376	0.00539	0.04024	0.00048	0.05476	0.00094	0.67	269.3	4.2	254.3	3.0	402.4	37.6	63
Zr 64	14	333	0.81	0.81	0.26820	0.00416	0.03555	0.00042	0.05473	0.00080	0.76	241.3	3.3	225.2	2.6	401.1	32.2	56
Zr 65	5	121	0.56	0.56	0.37275	0.00877	0.03712	0.00047	0.07285	0.00171	0.54	321.7	6.5	235.0	2.9	1009.7	46.6	23
Zr 66	19	481	0.44	0.44	0.27625	0.00362	0.03914	0.00045	0.05121	0.00061	0.88	247.7	2.9	247.5	2.8	250.1	27.3	99
Zr 67	9	228	0.40	0.40	0.28893	0.00457	0.03735	0.00044	0.05612	0.00085	0.74	257.7	3.6	236.4	2.7	456.9	32.8	52
Zr 68	9	202	0.65	0.65	0.28124	0.00469	0.03929	0.00046	0.05192	0.00083	0.70	251.6	3.7	248.4	2.9	282.1	36.1	88
Zr 69	1	9	0.58	0.58	0.68212	0.04559	0.07163	0.00150	0.06908	0.00474	0.31	528.1	27.5	446.0	9.0	901.1	135.4	49
Zr 70	2	43	0.60	0.60	0.29793	0.00841	0.03950	0.00051	0.05471	0.00155	0.46	264.8	6.6	249.8	3.1	400.1	61.6	62
Zr 72	2	56	0.53	0.53	0.28802	0.00684	0.04094	0.00050	0.05103	0.00120	0.51	257.0	5.4	258.7	3.1	242.1	53.5	107
Zr 73	29	703	0.54	0.54	0.26707	0.00372	0.03768	0.00043	0.05141	0.00067	0.82	240.3	3.0	238.4	2.7	259.3	29.7	92
Zr 74	17	38	1.01	1.01	13.77094	0.16773	0.15910	0.00184	0.62786	0.00707	0.95	2734.1	11.5	951.8	10.3	4573.8	16.2	21
Zr 75	13	317	0.51	0.51	0.28469	0.00389	0.03959	0.00045	0.05216	0.00067	0.83	254.4	3.1	250.3	2.8	292.6	29.0	86
Zr 76	13	329	0.47	0.47	0.27347	0.00434	0.03840	0.00045	0.05167	0.00079	0.74	245.5	3.5	242.9	2.8	270.6	34.6	90
Zr 77	5	110	0.61	0.61	0.28451	0.00505	0.03939	0.00046	0.05239	0.00091	0.66	254.2	4.0	249.1	2.9	302.6	38.9	82
Zr 78	6	149	0.63	0.63	0.27336	0.00429	0.03875	0.00045	0.05117	0.00077	0.74	245.4	3.4	245.1	2.8	248.5	34.4	99
Zr 79	2	45	0.72	0.72	0.28485	0.00691	0.03976	0.00048	0.05196	0.00126	0.50	254.5	5.5	251.4	3.0	283.6	54.3	89
Zr 80	15	358	0.61	0.61	0.26326	0.00425	0.03626	0.00042	0.05266	0.00083	0.72	237.3	3.4	229.6	2.6	314.1	35.2	73
Zr 81	7	165	0.58	0.58	0.28629	0.00526	0.03927	0.00046	0.05288	0.00096	0.64	255.6	4.2	248.3	2.9	323.5	40.5	77
Zr 82	9	202	0.51	0.51	0.30252	0.00563	0.04018	0.00047	0.05461	0.00100	0.63	268.4	4.4	253.9	2.9	396.2	40.3	64
Zr 83	8	164	0.87	0.87	0.29955	0.00511	0.03853	0.00045	0.05639	0.00094	0.68	266.1	4.0	243.7	2.8	466.9	36.9	52
Zr 84	28	548	0.99	0.99	0.28590	0.00380	0.04094	0.00046	0.05065	0.00064	0.85	255.3	3.0	258.6	2.9	225.0	28.9	115
Zr 85	3	67	0.70	0.70	0.28812	0.00632	0.04084	0.00049	0.05117	0.00112	0.55	257.1	5.0	258.0	3.0	248.6	49.6	104
Zr 86	5	122	0.69	0.69	0.29215	0.00570	0.03901	0.00046	0.05431	0.00105	0.60	260.3	4.5	246.7	2.8	384.0	42.7	64
Zr 87	19	424	0.68	0.68	0.28613	0.00392	0.03988	0.00045	0.05204	0.00068	0.82	255.5	3.1	252.1	2.8	287.2	29.6	88
Zr 88	36	814	0.62	0.62	0.27243	0.00350	0.03901	0.00044	0.05065	0.00062	0.88	244.6	2.8	244.3	2.7	224.8	27.9	110
Zr 89	18	432	0.43	0.43	0.27645	0.00400	0.03863	0.00044	0.05190	0.00072	0.79	247.8	3.2	246.7	2.7	280.9	31.6	87
Zr 90	6	134	0.67	0.67	0.28801	0.00491	0.04019	0.00048	0.05198	0.00085	0.70	257.0	3.9	254.0	3.0	284.3	36.8	89
Zr 91	20	459	0.56	0.56	0.29892	0.00394	0.04131	0.00048	0.05248	0.00063	0.88	265.6	3.1	261.0	3.0	306.6	27.0	85
Zr 92	7	165	0.73	0.73	0.29022	0.00494	0.04065	0.00048	0.05179	0.00084	0.69	258.7	3.9	256.8	3.0	276.3	36.8	93
Zr 93	8	194	0.51	0.51	0.30005	0.00464	0.04184	0.00049	0.05202	0.00076	0.76	266.4	3.6	264.2	3.1	286.2	32.9	92
Zr 94	6	134	0.62	0.62	0.31168	0.00489	0.04323	0.00051	0.05230	0.00077	0.75	275.5	3.8	272.8	3.2	298.3	33.4	91
Zr 95	31	664	0.63	0.63	0.30727	0.00397	0.04341	0.00050	0.05135	0.00060	0.89	272.1	3.1	273.9	3.1	256.4	26.6	107
Zr 96	26	494	1.32	1.32	0.29401	0.00415	0.04101	0.00048	0.05201	0.00068	0.83	261.7	3.3	259.1	3.0	285.7	29.6	91
Zr 97	14	285	0.92	0.92	0.31188	0.00476	0.04312	0.00051	0.05246	0.00075	0.77	275.6	3.7	272.2	3.1	305.5	32.4	89
Zr 98	14	199	0.30	0.30	0.60193	0.01154	0.07219	0.00088	0.06048	0.00113	0.64	478.5	7.3	449.4	5.3	620.7	39.8	72
Zr 99	2	51	0.57	0.57	0.43153	0.01000	0.04234	0.00054	0.07392	0.00170	0.55	364.3	7.1	267.4	3.3	1039.3	45.9	26
Zr 100	10	222	0.77	0.77	0.30331	0.00459	0.04122	0.00048	0.05338	0.00076	0.77	269.0	3.6	260.4	3.0	344.7	31.8	76
Zr 101	2	57	0.56	0.56	0.27147	0.00721	0.03880	0.00049	0.05075	0.00134	0.48	243.9	5.8	245.4	3.0	229.3	60.0	107
Zr 102	4	84	0.58	0.58	0.29675	0.00542	0.04007	0.00048	0.05372	0.00095	0.66	263.9	4.3	253.3	3.0	359.1	39.5	71
Zr 103	9	202	0.46	0.46	0.29118	0.00423	0.04089	0.00048	0.05165	0.00070	0.81	259.5	3.3	258.4	3.0	269.9	30.8	96

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)			
	[Pb]	[U]		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\pm 1\sigma$		
Zr 104	3	72	0.66	0.29462	0.00581	0.04065	0.00049	0.05257	0.00101	0.61	262.2	4.6	256.9	3.0	310.4	43.2	83
Zr 105	10	208	0.76	0.30242	0.00437	0.04193	0.00049	0.05232	0.00071	0.81	268.3	3.4	264.8	3.0	299.4	30.4	88
Zr 106	37	811	0.52	0.30718	0.00393	0.04236	0.00049	0.05261	0.00061	0.90	272.0	3.1	267.4	3.0	311.8	26.2	86
Zr 107	5	122	0.44	0.28961	0.00481	0.04038	0.00047	0.05202	0.00083	0.70	258.3	3.8	255.2	2.9	286.4	35.9	89
Zr 108	6	126	0.55	0.29853	0.00667	0.04027	0.00049	0.05377	0.00119	0.54	265.3	5.2	254.5	3.1	361.4	49.2	70
Zr 109	8	188	0.59	0.27671	0.00680	0.03723	0.00047	0.05391	0.00132	0.51	248.0	5.4	235.7	2.9	367.0	54.2	64
Sample VN12-27																	
Zr 01	7	175	0.54	0.24966	0.00527	0.03456	0.00042	0.05239	0.00109	0.58	226.3	4.3	219.0	2.6	302.6	46.7	72
Zr 02	4	95	0.56	0.27717	0.00572	0.03676	0.00044	0.05469	0.00111	0.58	248.4	4.6	232.7	2.8	400.1	44.2	58
Zr 03	6	162	0.54	0.25831	0.00463	0.03630	0.00043	0.05162	0.00090	0.66	233.3	3.7	229.9	2.7	268.6	39.4	86
Zr 04	6	159	0.49	0.26005	0.00472	0.03631	0.00043	0.05196	0.00092	0.65	234.7	3.8	229.9	2.7	283.5	39.9	81
Zr 05	12	293	0.43	0.27172	0.00399	0.03823	0.00044	0.05155	0.00072	0.78	244.1	3.2	241.9	2.7	265.7	31.6	91
Zr 06	14	363	0.42	0.28956	0.00418	0.03723	0.00043	0.05642	0.00077	0.80	258.2	3.3	235.6	2.7	468.2	30.1	50
Zr 07 core	15	365	0.55	0.27618	0.00392	0.03873	0.00045	0.05173	0.00069	0.82	247.6	3.1	244.9	2.8	273.5	30.3	90
Zr 07 rim	5	126	0.42	0.28005	0.00598	0.03806	0.00046	0.05338	0.00113	0.57	250.7	4.8	240.8	2.9	344.8	47.1	70
Zr 08	7	171	0.60	0.28298	0.00493	0.03888	0.00046	0.05279	0.00089	0.68	253.0	3.9	245.9	2.8	319.8	37.9	77
Zr 09	4	91	0.66	0.27665	0.00559	0.03836	0.00046	0.05231	0.00104	0.59	248.0	4.4	242.7	2.8	299.0	44.7	81
Zr 16	12	327	0.55	0.25519	0.00564	0.03536	0.00047	0.05234	0.00112	0.60	230.8	4.6	224.0	2.9	300.3	47.8	75
Zr 17	9	220	0.56	0.26763	0.00466	0.03819	0.00049	0.05083	0.00082	0.74	240.8	3.7	241.6	3.0	233.3	36.7	104
Zr 18	5	130	0.57	0.26246	0.00739	0.03586	0.00049	0.05308	0.00148	0.49	236.6	6.0	227.1	3.1	332.3	61.9	68
Zr 19	9	217	0.61	0.28211	0.00494	0.04007	0.00051	0.05106	0.00083	0.73	252.3	3.9	253.3	3.2	243.7	37.0	104
Zr 20	6	159	0.47	0.31286	0.00643	0.03852	0.00050	0.05891	0.00116	0.63	276.4	5.0	243.7	3.1	563.7	42.3	43
Zr 21	5	114	0.63	0.27969	0.00719	0.04010	0.00054	0.05059	0.00128	0.52	250.4	5.7	253.4	3.3	222.4	57.3	114
Zr 22	9	205	0.60	0.28092	0.00502	0.04017	0.00051	0.05072	0.00085	0.71	251.4	4.0	253.9	3.2	228.1	38.1	111
Zr 23	11	258	0.57	0.29015	0.00517	0.03973	0.00050	0.05297	0.00088	0.71	258.7	4.1	251.2	3.1	327.5	37.3	77
Zr 24	5	131	0.54	0.30369	0.00640	0.03950	0.00051	0.05577	0.00113	0.61	269.3	5.0	249.7	3.2	442.9	44.2	56
Zr 25	97	496	0.49	0.20125	0.02594	0.18667	0.00230	0.07776	0.00086	0.95	1115.9	8.8	1103.3	12.5	1140.7	21.8	97
Zr 26 core	7	165	0.62	0.30159	0.00579	0.03916	0.00050	0.05586	0.00102	0.67	267.6	4.5	247.6	3.1	446.4	39.8	55
Zr 26 rim	6	135	0.52	0.28404	0.00534	0.03964	0.00050	0.05197	0.00093	0.67	253.9	4.2	250.6	3.1	284.2	40.3	88
Zr 27	5	115	0.45	0.30591	0.00689	0.03727	0.00049	0.05954	0.00131	0.58	271.0	5.4	235.9	3.0	586.9	47.0	40
Zr 28	7	160	0.58	0.27740	0.00623	0.03977	0.00051	0.05059	0.00111	0.57	248.6	5.0	251.4	3.2	222.2	49.8	113
Zr 29	23	302	1.02	0.51168	0.00812	0.05971	0.00074	0.06215	0.00091	0.78	419.6	5.5	373.9	4.5	679.3	31.0	55
Zr 30	13	298	0.59	0.28151	0.00473	0.03910	0.00049	0.05222	0.00082	0.75	251.9	3.7	247.2	3.0	295.1	35.3	84
Zr 31	12	295	0.42	0.28180	0.00516	0.03941	0.00049	0.05187	0.00090	0.68	252.1	4.1	249.2	3.1	279.5	39.3	89
Zr 32	9	276	1.39	0.26268	0.00503	0.02540	0.00032	0.07500	0.00138	0.66	236.8	4.0	161.7	2.0	1068.6	36.6	15
Zr 33	8	188	0.52	0.28111	0.00520	0.03939	0.00049	0.05177	0.00091	0.67	251.5	4.1	249.0	3.1	275.1	39.8	91
Zr 34	8	201	0.50	0.27866	0.00603	0.03852	0.00049	0.05247	0.00110	0.59	249.6	4.8	243.6	3.1	306.1	47.2	80
Zr 35	9	221	0.51	0.25755	0.00521	0.03986	0.00050	0.04686	0.00092	0.62	232.7	4.2	252.0	3.1	41.9	45.3	601
Zr 36	13	335	0.55	0.26751	0.00425	0.03695	0.00045	0.05252	0.00078	0.77	240.7	3.4	233.9	2.8	307.9	33.4	76
Zr 37	6	146	0.47	0.28049	0.00527	0.03946	0.00049	0.05155	0.00093	0.66	251.0	4.2	249.5	3.0	265.7	40.8	94
Zr 38	9	203	0.51	0.27612	0.00505	0.03922	0.00048	0.05106	0.00089	0.67	247.6	4.0	248.0	3.0	243.4	39.8	102
Zr 39 core	8	188	0.61	0.29855	0.00545	0.04024	0.00050	0.05382	0.00094	0.68	265.3	4.3	254.3	3.1	363.2	39.1	70

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]	Isotopic ratios			ρ	Ages (Ma)			Concordance (%)					
	[Pb]	[U]	[U]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$				
Zr 39 rim	7	165	0.51	0.28290	0.00526	0.03829	0.00047	0.05359	0.00096	0.66	253.0	4.2	242.2	2.9	353.6	39.9	68
Zr 40	14	347	0.45	0.27112	0.00472	0.03760	0.00046	0.05231	0.00087	0.70	243.6	3.8	237.9	2.9	298.8	37.4	80
Zr 41	7	189	0.55	0.26342	0.00605	0.03600	0.00046	0.05308	0.00120	0.56	237.4	4.9	228.0	2.9	332.1	50.4	69
Zr 42	12	278	0.61	0.27256	0.00559	0.03742	0.00047	0.05283	0.00106	0.61	244.7	4.5	236.8	2.9	321.3	44.7	74
Zr 43	13	428	0.27	0.21994	0.00780	0.02861	0.00041	0.05576	0.00200	0.40	201.9	6.5	181.8	2.6	442.5	77.9	41
Zr 44	8	199	0.59	0.27682	0.00519	0.03745	0.00046	0.05362	0.00097	0.66	248.1	4.1	237.0	2.9	354.9	40.6	67
Zr 45	6	161	0.59	0.25883	0.00486	0.03565	0.00044	0.05267	0.00096	0.66	233.7	3.9	225.8	2.7	314.6	40.9	72
Zr 46	5	129	0.62	0.26999	0.00550	0.03520	0.00043	0.05564	0.00111	0.60	242.7	4.4	223.0	2.7	437.6	43.4	51
Zr 47	12	271	0.52	0.28145	0.00472	0.03955	0.00048	0.05163	0.00083	0.72	251.8	3.7	250.0	3.0	268.9	36.4	93
Zr 48	9	193	1.37	0.57137	0.01398	0.03162	0.00044	0.13107	0.00328	0.57	458.9	9.0	200.7	2.8	2112.4	43.2	10
Zr 49	10	236	0.58	0.26871	0.00483	0.03693	0.00045	0.05278	0.00092	0.68	241.7	3.9	233.8	2.8	319.4	39.0	73
Zr 50	11	291	0.57	0.23763	0.00514	0.03402	0.00042	0.05066	0.00108	0.57	216.5	4.2	215.7	2.6	225.6	48.6	96
Zr 51	13	345	0.41	0.26137	0.00458	0.03621	0.00044	0.05236	0.00089	0.69	235.8	3.7	229.3	2.7	301.2	38.2	76
Zr 52	9	238	0.45	0.26732	0.00572	0.03588	0.00044	0.05404	0.00114	0.57	240.6	4.6	227.3	2.8	372.7	46.9	61
Zr 53	21	458	0.38	0.31510	0.00557	0.04268	0.00051	0.05355	0.00092	0.68	278.1	4.3	269.4	3.2	352.2	38.4	76
Sample VN12-29A																	
Zr 01	11	242	0.29	0.28302	0.00447	0.03850	0.00047	0.05333	0.00078	0.77	253.0	3.5	243.5	2.9	342.8	32.7	71
Zr 02	41	903	0.67	0.28189	0.00427	0.03261	0.00040	0.06270	0.00087	0.81	252.2	3.4	206.9	2.5	697.9	29.4	30
Zr 03	21	408	0.51	0.28409	0.00397	0.03873	0.00047	0.05320	0.00067	0.87	253.9	3.1	245.0	2.9	337.5	28.1	73
Zr 04	6	126	0.38	0.33380	0.00652	0.03760	0.00047	0.06440	0.00122	0.64	292.5	5.0	238.0	2.9	754.7	39.3	32
Zr 05	11	209	0.36	0.29659	0.00455	0.03976	0.00048	0.05412	0.00077	0.79	263.7	3.6	251.3	3.0	375.7	31.7	67
Zr 06	45	266	0.25	1.37610	0.01798	0.13805	0.00165	0.07231	0.00084	0.91	878.8	7.7	833.6	9.3	994.7	23.4	84
Zr 07	7	161	0.68	0.27499	0.00470	0.03402	0.00042	0.05863	0.00095	0.72	246.7	3.7	215.7	2.6	553.3	35.0	39
Zr 08	12	234	0.51	0.30228	0.00473	0.03838	0.00046	0.05713	0.00083	0.77	268.2	3.7	242.8	2.9	496.0	32.1	49
Zr 09	13	260	0.48	0.27647	0.00793	0.03656	0.00049	0.05485	0.00157	0.47	247.9	6.3	231.5	3.0	406.0	62.2	57
Zr 10	8	163	0.29	0.28123	0.00411	0.03932	0.00047	0.05188	0.00070	0.82	251.6	3.3	248.6	2.9	280.3	30.5	89
Zr 11	23	600	0.48	0.26553	0.00403	0.03730	0.00047	0.05164	0.00070	0.83	239.1	3.2	236.1	2.9	269.5	30.9	88
Zr 12	77	219	0.98	3.99917	0.05030	0.29184	0.00360	0.09940	0.00104	0.98	1634.0	10.2	1650.7	18.0	1612.8	19.4	102
Zr 13	44	1085	0.88	0.28209	0.00372	0.03508	0.00043	0.05833	0.00066	0.93	252.3	2.9	222.3	2.7	541.4	25.1	41
Zr 14	16	366	0.70	0.28090	0.00395	0.03944	0.00049	0.05167	0.00064	0.88	251.4	3.1	249.3	3.0	270.6	28.0	92
Zr 15	22	487	0.76	0.28745	0.00392	0.03993	0.00049	0.05222	0.00062	0.90	256.5	3.1	252.4	3.1	295.0	26.7	86
Zr 16	44	295	0.14	1.59244	0.02040	0.15872	0.00195	0.07277	0.00079	0.96	967.3	8.0	949.7	10.9	1007.7	21.8	94
Zr 17	49	1118	0.75	0.28133	0.00376	0.03942	0.00049	0.05176	0.00060	0.93	251.7	3.0	249.3	3.0	274.9	26.2	91
Zr 18	14	329	0.56	0.28849	0.00476	0.03979	0.00050	0.05260	0.00080	0.76	257.4	3.8	251.5	3.1	311.3	34.2	81
Zr 19	53	2739	1.90	0.27834	0.00388	0.01203	0.00015	0.16784	0.00209	0.89	249.3	3.1	77.1	1.0	2536.2	20.7	3
Zr 20	49	1154	0.67	0.28227	0.00365	0.03909	0.00048	0.05238	0.00058	0.95	252.5	2.9	247.2	3.0	302.1	24.8	82
Zr 21	54	1508	0.88	0.27874	0.00364	0.03094	0.00038	0.06535	0.00073	0.94	249.7	2.9	196.4	2.4	785.8	23.4	25
Zr 22	42	975	0.67	0.28924	0.00376	0.03964	0.00048	0.05293	0.00059	0.93	258.0	3.0	250.6	3.0	325.7	25.1	77
Zr 23	28	680	0.71	0.27333	0.00369	0.03745	0.00046	0.05294	0.00062	0.91	245.4	2.9	237.0	2.8	326.4	26.5	73
Zr 24	23	546	0.59	0.28085	0.00376	0.03953	0.00048	0.05153	0.00060	0.91	251.3	3.0	249.9	3.0	264.6	26.6	94
Zr 25	29	553	0.69	0.60330	0.00779	0.04117	0.00050	0.10630	0.00118	0.94	479.3	4.9	260.1	3.1	1736.9	20.3	15
Zr 26	2	34	0.66	0.86447	0.02610	0.04169	0.00068	0.15039	0.00470	0.54	632.6	14.2	263.3	4.2	2350.4	52.4	11

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)			
	[Pb]	[U]	[Th] [U]	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$							
				$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$		$\pm 1\sigma$							
Zr 27	16	362	0.72	0.31271	0.00518	0.04053	0.00050	0.05597	0.00086	0.74	276.3	4.0	256.1	3.1	450.6	33.5	57
Zr 28	124	3924	1.07	0.33852	0.00448	0.02362	0.00029	0.010394	0.00120	0.93	296.1	3.4	150.5	1.8	1695.6	21.2	9
Zr 29	34	816	0.72	0.26322	0.00350	0.03708	0.00045	0.05149	0.00060	0.91	237.3	2.8	234.7	2.8	262.6	26.4	89
Zr 30	22	522	0.64	0.27874	0.00400	0.03783	0.00046	0.05345	0.00069	0.85	249.7	3.2	239.4	2.9	347.8	28.8	69
Zr 31	18	398	0.57	0.29871	0.00445	0.04096	0.00050	0.05289	0.00072	0.82	265.4	3.5	258.8	3.1	324.2	30.5	80
Zr 32	22	504	0.62	0.27769	0.00433	0.03946	0.00048	0.05104	0.00073	0.78	248.8	3.4	249.5	3.0	242.8	32.8	103
Zr 33	10	208	0.41	0.34580	0.00556	0.04523	0.00055	0.05545	0.00083	0.76	301.6	4.2	285.2	3.4	430.2	32.4	66
Zr 34	9	215	0.55	0.27242	0.00432	0.03773	0.00046	0.05237	0.00077	0.77	244.6	3.5	238.7	2.9	301.7	33.1	79
Zr 35	20	504	0.73	0.27017	0.00422	0.00358	0.00043	0.05540	0.00080	0.78	242.8	3.4	224.1	2.7	428.1	31.3	52
Zr 36	14	345	0.42	0.29052	0.00447	0.04022	0.00049	0.05239	0.00074	0.79	259.0	3.5	254.2	3.0	302.5	31.9	84
Zr 37	187	747	0.35	2.98012	0.03724	0.23941	0.00287	0.09029	0.00097	0.96	1402.6	9.5	1383.6	14.9	1431.6	20.4	97
Zr 38	30	692	0.72	0.28623	0.00407	0.03854	0.00047	0.05388	0.00069	0.86	255.6	3.2	243.7	2.9	365.9	28.8	67
Zr 39	18	442	0.51	0.26869	0.00372	0.03813	0.00046	0.05112	0.00063	0.87	241.6	3.0	241.2	2.9	246.2	28.4	98
Zr 40	12	306	0.45	0.26967	0.00388	0.03786	0.00046	0.05167	0.00067	0.84	242.4	3.1	239.5	2.8	271.0	29.7	88
Zr 41	14	342	0.51	0.27058	0.00398	0.03762	0.00045	0.05218	0.00070	0.81	243.2	3.2	238.1	2.8	293.1	30.4	81
Zr 42	13	335	0.41	0.26041	0.00402	0.03721	0.00045	0.05077	0.00073	0.78	235.0	3.2	235.5	2.8	323.1	32.7	102
Zr 43	20	484	0.49	0.27556	0.00409	0.03781	0.00046	0.05287	0.00072	0.82	247.1	3.3	239.2	2.8	323.1	30.6	74
Zr 44	14	406	0.84	0.27870	0.00416	0.03138	0.00038	0.06442	0.00089	0.81	249.6	3.3	199.2	2.4	755.5	28.9	26
Zr 45	47	1183	0.91	0.27217	0.00355	0.03332	0.00040	0.05926	0.00069	0.92	244.4	2.8	211.3	2.5	576.6	25.0	37
Zr 46	22	577	0.65	0.25892	0.00378	0.03386	0.00041	0.05547	0.00074	0.83	233.8	3.1	214.7	2.5	430.8	29.1	50
Zr 47	32	796	0.86	0.25952	0.00359	0.03442	0.00041	0.05470	0.00069	0.86	234.3	2.9	218.1	2.6	400.1	27.4	55
Zr 48	33	847	0.66	0.26508	0.00376	0.03533	0.00042	0.05442	0.00070	0.84	238.8	3.0	223.8	2.6	388.5	28.7	58
Zr 49	37	1115	0.72	0.26045	0.00368	0.02872	0.00034	0.06578	0.00085	0.84	235.0	3.0	182.6	2.2	799.3	26.9	23
Zr 50	27	177	0.61	1.25698	0.01992	0.13485	0.00163	0.06762	0.00101	0.76	826.5	9.0	815.5	9.3	856.8	30.6	95
Zr 51	6	153	0.49	0.34755	0.00550	0.03837	0.00046	0.06570	0.00098	0.76	302.9	4.1	242.7	2.9	797.0	30.9	30
Zr 52	23	546	0.55	0.28998	0.00399	0.04018	0.00048	0.05235	0.00065	0.87	258.5	3.1	254.0	3.0	300.7	28.2	84
Zr 53	31	687	0.70	0.28256	0.00379	0.03995	0.00047	0.05131	0.00062	0.88	252.7	3.0	252.5	2.9	254.6	27.5	99
Zr 54	13	313	0.46	0.30191	0.00435	0.04044	0.00048	0.05416	0.00072	0.82	267.9	3.4	255.5	3.0	377.5	29.7	68
Zr 55	13	343	0.49	0.26971	0.00409	0.03658	0.00044	0.05348	0.00076	0.79	242.5	3.3	231.6	2.7	349.2	31.5	66
Zr 56	13	326	0.40	0.27276	0.00471	0.03926	0.00047	0.05039	0.00083	0.69	244.9	3.8	248.3	2.9	213.0	37.7	117
Zr 57	21	298	0.57	0.50634	0.00754	0.06679	0.00080	0.05499	0.00076	0.80	416.0	5.1	416.8	4.8	412.0	30.3	101
Zr 58	29	766	0.58	0.24855	0.00353	0.03519	0.00042	0.05123	0.00067	0.84	225.4	2.9	223.0	2.6	251.1	29.7	89
Zr 59	25	425	0.20	0.56709	0.00753	0.06042	0.00072	0.06809	0.00081	0.90	456.1	4.9	378.2	4.4	871.2	24.6	43
Zr 60	203	538	0.66	6.96720	0.08448	0.31963	0.00377	0.15812	0.00168	0.97	2107.3	10.8	1787.9	18.4	2435.6	17.8	73
Zr 61	25	640	0.71	0.24560	0.00332	0.03468	0.00041	0.05136	0.00063	0.87	223.0	2.7	219.8	2.6	257.2	27.8	85
Zr 62	14	367	0.31	0.28059	0.00400	0.03813	0.00045	0.05338	0.00070	0.83	251.1	3.2	241.2	2.8	345.0	29.3	70
Zr 63	8	179	0.45	0.29183	0.00504	0.04116	0.00050	0.05143	0.00085	0.70	260.0	4.0	260.0	3.1	260.1	37.4	100
Zr 65	17	364	1.39	0.28422	0.00404	0.03514	0.00042	0.05867	0.00077	0.84	254.0	3.2	222.7	2.6	554.7	28.2	40
Zr 66	14	311	0.92	0.28612	0.00418	0.03792	0.00045	0.05474	0.00074	0.81	255.5	3.3	239.9	2.8	401.4	29.7	60
Zr 67	24	505	0.64	0.28132	0.00385	0.03782	0.00045	0.05396	0.00067	0.87	251.7	3.1	239.3	2.8	369.4	27.9	65
Zr 68	71	259	1.20	2.59497	0.03215	0.21806	0.00257	0.08632	0.00094	0.95	1299.2	9.1	1271.6	13.6	1345.4	21.0	95
Zr 69	3	29	2.43	0.89379	0.03813	0.05898	0.00111	0.10993	0.00490	0.44	648.4	20.4	369.4	6.8	1798.1	79.0	21

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)			
	[Pb]	[U]			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$			$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$					
					± 1 σ		± 1 σ	± 1 σ		± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ		± 1 σ		
Zr 70	16	378	0.56	0.00423	0.03949	0.00047	0.05243	0.00072	0.80	254.9	3.3	249.7	2.9	304.1	30.9	82	
Zr 71	12	305	0.48	0.026541	0.00380	0.03601	0.00043	0.05346	0.00070	0.83	239.0	3.1	228.1	2.7	348.2	29.4	66
Zr 72	136	587	0.54	2.44595	0.03011	0.21319	0.00250	0.08323	0.00090	0.95	1256.2	8.9	1245.8	13.3	1274.3	21.1	98
Zr 73	35	85	0.63	6.89663	0.08554	0.37342	0.00440	0.13397	0.00147	0.95	2098.2	11.0	2045.5	20.6	2150.6	19.0	95
Zr 74	14	381	0.46	0.26611	0.00414	0.03474	0.00042	0.05556	0.00081	0.78	239.6	3.3	220.2	2.6	434.4	31.7	51
Zr 75	17	447	0.67	0.27337	0.00375	0.03407	0.00040	0.05821	0.00073	0.86	245.4	3.0	215.9	2.5	537.1	27.7	40
Zr 76	46	273	0.33	1.69673	0.02169	0.16657	0.00196	0.07389	0.00084	0.92	1007.3	8.2	993.2	10.8	1038.5	22.9	96
Zr 78	37	873	0.73	0.29074	0.00401	0.03639	0.00043	0.05795	0.00073	0.86	259.1	3.2	230.4	2.7	527.6	27.7	44
Zr 79	13	314	0.49	0.28296	0.00461	0.03677	0.00044	0.05582	0.00086	0.73	253.0	3.7	232.8	2.7	445.1	33.5	52
Zr 80	8	213	0.40	0.27796	0.00549	0.03486	0.00043	0.05784	0.00111	0.62	249.0	4.4	220.9	2.7	523.5	41.9	42
Zr 81	11	266	0.54	0.26363	0.00436	0.03804	0.00046	0.05027	0.00079	0.73	237.6	3.5	240.7	2.8	207.7	35.9	116
Zr 82	28	716	0.69	0.24933	0.00337	0.03558	0.00042	0.05084	0.00062	0.87	226.0	2.7	225.4	2.6	233.4	28.1	97
Zr 83	16	395	0.48	0.27139	0.00376	0.03861	0.00046	0.05098	0.00064	0.86	243.8	3.0	244.2	2.8	240.0	28.9	102
Zr 84	61	1673	1.03	0.26085	0.00340	0.02937	0.00035	0.06442	0.00075	0.91	235.4	2.7	186.6	2.2	755.5	24.5	25
Zr 85	41	942	0.79	0.27015	0.00371	0.03810	0.00045	0.05144	0.00064	0.86	242.8	3.0	241.0	2.8	260.4	28.5	93
Zr 86	19	538	0.94	0.24354	0.00362	0.03140	0.00037	0.05627	0.00078	0.79	221.3	3.0	199.3	2.3	462.3	30.5	43
Zr 87	27	431	0.52	0.84091	0.01080	0.00544	0.00063	0.11415	0.00132	0.92	619.6	6.0	335.6	3.9	1866.5	20.7	18
Zr 88	65	1128	0.60	0.96021	0.01207	0.04026	0.00047	0.17300	0.00194	0.93	683.4	6.3	254.4	2.9	2586.9	18.6	10
Zr 89	15	394	0.56	0.28720	0.00425	0.03494	0.00042	0.05963	0.00082	0.81	256.4	3.4	221.4	2.6	590.1	29.6	38
Zr 90	8	190	0.47	0.29258	0.00502	0.03848	0.00046	0.05516	0.00090	0.70	260.6	3.9	243.4	2.9	418.4	36.0	58
Zr 91	14	378	0.49	0.26078	0.00377	0.03531	0.00043	0.05357	0.00070	0.84	235.3	3.0	223.7	2.7	353.1	29.2	63
Zr 92 core	10	64	0.53	1.38938	0.02046	0.14269	0.00174	0.07063	0.00095	0.83	884.4	8.7	859.8	9.8	946.9	27.2	91
Zr 92 rim	27	477	0.20	0.47916	0.00633	0.05949	0.00072	0.05843	0.00068	0.92	397.5	4.3	372.5	4.4	545.9	25.1	68
Zr 93	11	297	0.78	0.36820	0.00566	0.03351	0.00041	0.07970	0.00113	0.80	318.3	4.2	212.5	2.6	1189.6	27.7	18
Zr 94	16	427	0.42	0.28752	0.00441	0.03730	0.00046	0.05592	0.00078	0.80	256.6	3.5	236.0	2.8	448.9	30.5	53
Zr 95	7	174	0.48	0.30762	0.00562	0.03747	0.00047	0.05955	0.00103	0.69	272.3	4.4	237.2	2.9	587.1	37.2	40
Zr 96	14	350	0.48	0.28193	0.00432	0.03902	0.00048	0.05241	0.00073	0.80	252.2	3.4	246.8	3.0	303.3	31.5	81
Zr 97	8	213	1.15	0.26355	0.00471	0.03181	0.00040	0.06010	0.00102	0.70	237.5	3.8	201.9	2.5	607.1	36.1	33
Zr 98	13	325	0.26	0.27778	0.00460	0.03971	0.00049	0.05074	0.00078	0.75	248.9	3.7	251.0	3.0	229.1	35.1	110
Zr 99	9	205	0.60	0.31357	0.00551	0.03974	0.00050	0.05723	0.00094	0.72	276.9	4.3	251.2	3.1	499.8	35.9	50
Sample VN12-298																	
Zr 01	59	165	0.26	6.85770	0.09549	0.34081	0.00419	0.14595	0.00179	0.88	2093.2	12.3	1890.6	20.1	2299.0	20.9	82
Zr 02	14	367	0.49	0.26098	0.00490	0.03548	0.00045	0.05335	0.00095	0.68	235.5	4.0	224.8	2.8	343.5	39.8	65
Zr 03	9	221	0.31	0.26987	0.00524	0.03858	0.00049	0.05073	0.00094	0.65	242.6	4.2	244.0	3.0	228.7	42.1	107
Zr 04	10	249	0.39	0.27043	0.00487	0.03784	0.00047	0.05184	0.00088	0.69	243.0	3.9	239.4	3.0	278.2	38.3	86
Zr 05	13	337	0.43	0.28403	0.00453	0.03878	0.00048	0.05312	0.00077	0.78	253.9	3.6	245.3	3.0	334.0	32.6	73
Zr 06	12	319	0.27	0.27530	0.00444	0.03741	0.00046	0.05337	0.00079	0.76	246.9	3.5	236.8	2.9	344.6	33.0	69
Zr 07	6	166	0.46	0.26842	0.00472	0.03769	0.00047	0.05165	0.00085	0.71	241.4	3.8	238.5	2.9	269.9	37.2	88
Zr 08	107	1207	0.20	0.95558	0.01442	0.09417	0.00116	0.07360	0.00100	0.82	681.0	7.5	580.2	6.9	1030.5	26.9	56
Zr 09	25	610	0.63	0.27147	0.00433	0.03788	0.00047	0.05199	0.00076	0.78	243.9	3.5	239.6	2.9	284.9	32.9	84
Zr 10	15	365	0.60	0.31101	0.00537	0.03843	0.00048	0.05870	0.00094	0.72	275.0	4.2	243.1	3.0	556.0	34.7	44
Zr 11	4	86	0.62	0.28235	0.00619	0.03944	0.00051	0.05192	0.00110	0.59	252.5	4.9	249.4	3.2	282.0	47.8	88

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th]	Isotopic ratios				ρ	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U			Ages (Ma)			Concordance (%)	
	[Pb]	[U]	[U]	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	± 1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		± 1 σ	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	± 1 σ	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	± 1 σ			
Zr 12	16	384	0.50	0.28157	0.00494	0.03918	0.00049	0.05213	0.00085	0.71	251.9	3.9	247.7	3.0	291.0	37.0	85
Zr 13	48	1258	0.88	0.30040	0.00517	0.03262	0.00041	0.06680	0.00107	0.73	266.7	4.0	206.9	2.6	831.6	33.0	25
Zr 14	23	579	0.56	0.26359	0.00482	0.03720	0.00047	0.05139	0.00089	0.69	237.6	3.9	235.5	2.9	258.5	39.1	91
Zr 15	6	158	0.45	0.29537	0.00610	0.03941	0.00050	0.05436	0.00108	0.61	262.8	4.8	249.2	3.1	386.1	43.7	65
Zr 16	23	553	0.47	0.28138	0.00521	0.03940	0.00050	0.05180	0.00091	0.69	251.8	4.1	249.1	3.1	276.7	39.6	90
Zr 17	20	561	0.33	0.26255	0.00525	0.03613	0.00046	0.05271	0.00101	0.64	236.7	4.2	228.8	2.9	316.4	42.8	72
Zr 18	11	264	0.41	0.27675	0.00551	0.03990	0.00051	0.05032	0.00096	0.64	248.1	4.4	252.2	3.1	209.7	43.6	120
Zr 19	115	196	0.58	12.62938	0.23536	0.50807	0.00640	0.18030	0.00318	0.68	2652.4	17.5	2648.4	27.4	2655.7	29.0	100
Zr 20	119	422	0.14	4.15687	0.07941	0.28570	0.00361	0.10554	0.00192	0.66	1665.6	15.6	1620.0	18.1	1723.7	33.1	94
Zr 21	9	259	0.53	0.26790	0.00613	0.03340	0.00043	0.05818	0.00130	0.56	241.0	4.9	211.8	2.7	536.1	48.8	40
Zr 22	93	218	0.76	7.51022	0.15661	0.35581	0.00453	0.15310	0.00310	0.61	2174.2	18.7	1962.3	21.6	2380.8	34.1	82
Zr 23	61	2314	1.15	0.27470	0.00596	0.02026	0.00026	0.09832	0.00209	0.59	246.4	4.7	129.3	1.6	1592.6	39.1	8
Zr 24	36	866	0.59	0.31443	0.00696	0.03718	0.00048	0.06134	0.00133	0.58	277.6	5.4	235.3	3.0	651.3	45.9	36
Zr 25	14	330	0.59	0.27347	0.00646	0.03866	0.00050	0.05130	0.00120	0.55	245.5	5.2	244.5	3.1	254.4	52.9	96
Zr 26	16	388	0.48	0.27287	0.00646	0.03812	0.00049	0.05192	0.00122	0.54	245.0	5.2	241.2	3.1	282.0	52.7	86
Zr 27	14	354	0.46	0.26790	0.00659	0.03792	0.00049	0.05125	0.00126	0.53	241.0	5.3	239.9	3.1	252.0	55.4	95
Zr 28	5	129	0.48	0.28331	0.00737	0.03963	0.00052	0.05185	0.00135	0.50	253.3	5.8	250.5	3.2	278.6	58.5	90
Zr 29	13	300	0.69	0.38323	0.00969	0.03781	0.00050	0.07351	0.00186	0.52	329.4	7.1	239.2	3.1	1028.1	50.5	23
Zr 30	40	964	0.58	0.26908	0.00666	0.03752	0.00049	0.05202	0.00129	0.53	242.0	5.3	237.4	3.0	286.2	55.7	83
Zr 31	5	116	0.43	0.26859	0.00456	0.03818	0.00046	0.05104	0.00083	0.71	241.6	3.7	241.5	2.8	242.5	36.9	100
Zr 32	9	213	0.54	0.28500	0.00479	0.03837	0.00046	0.05388	0.00086	0.71	254.6	3.8	242.7	2.9	365.7	35.9	66
Zr 33	16	401	0.57	0.35068	0.00490	0.03603	0.00042	0.07060	0.00091	0.83	305.2	3.7	228.2	2.6	945.9	26.2	24
Zr 34	4	109	0.52	0.31017	0.01279	0.03663	0.00056	0.06143	0.00258	0.37	274.3	9.9	231.9	3.5	654.3	87.5	35
Zr 35	11	291	0.69	0.25648	0.00411	0.03514	0.00042	0.05295	0.00080	0.75	231.8	3.3	222.6	2.6	326.5	34.1	68
Zr 36	10	276	0.33	0.27348	0.00398	0.03525	0.00042	0.05628	0.00076	0.82	245.5	3.2	223.3	2.6	462.5	29.9	48
Zr 37	29	813	0.57	0.23805	0.00335	0.03367	0.00039	0.05128	0.00067	0.82	216.8	2.8	213.5	2.5	253.5	29.6	84
Zr 38	6	150	0.41	0.27476	0.00442	0.03769	0.00045	0.05288	0.00081	0.74	246.5	3.5	238.5	2.8	323.4	34.2	74
Zr 39	9	219	0.64	0.26616	0.00413	0.03788	0.00045	0.05096	0.00074	0.77	239.6	3.3	239.7	2.8	239.2	33.3	100
Zr 40	12	314	0.53	0.28069	0.00427	0.03509	0.00041	0.05803	0.00083	0.77	251.2	3.4	222.3	2.6	530.3	31.4	42
Zr 41	51	1637	0.71	0.41022	0.00515	0.02413	0.00028	0.12333	0.00140	0.92	349.0	3.7	153.7	1.8	2004.9	20.0	8
Zr 42	18	421	0.48	0.29970	0.00447	0.03953	0.00047	0.05500	0.00077	0.80	266.2	3.5	249.9	2.9	412.1	30.7	61
Zr 43	94	348	0.93	2.83376	0.03396	0.22793	0.00264	0.09019	0.00096	0.97	1364.5	9.0	1323.6	13.9	1429.4	20.1	93
Zr 44	27	665	0.60	0.30666	0.00427	0.03634	0.00043	0.06121	0.00079	0.85	271.6	3.3	230.1	2.7	646.5	27.4	36
Zr 45	23	584	0.65	0.26301	0.00396	0.03611	0.00043	0.05284	0.00075	0.79	237.1	3.2	228.6	2.6	322.0	31.7	71
Zr 46	20	509	0.51	0.25831	0.00341	0.03641	0.00042	0.05147	0.00062	0.87	233.3	2.8	230.5	2.6	261.9	27.4	88
Zr 47	22	585	0.52	0.25799	0.00374	0.03519	0.00041	0.05318	0.00072	0.80	233.0	3.0	222.9	2.6	336.6	30.2	66
Zr 48	65	729	0.51	0.70352	0.00966	0.08350	0.00098	0.06112	0.00077	0.85	540.9	5.8	517.0	5.8	643.3	27.0	80
Zr 49	32	935	0.78	0.26301	0.00332	0.03007	0.00035	0.06345	0.00072	0.92	237.1	2.7	191.0	2.2	723.5	23.9	26
Zr 50	16	399	0.76	0.26559	0.00370	0.03634	0.00042	0.05302	0.00068	0.83	239.2	3.0	230.1	2.6	329.6	28.8	70
Zr 51	21	508	0.67	0.26367	0.00351	0.03720	0.00043	0.05141	0.00063	0.87	237.6	2.8	235.5	2.7	259.4	27.7	91
Zr 52	8	172	0.76	0.58348	0.01441	0.03473	0.00048	0.12186	0.00307	0.56	466.7	9.2	220.1	3.0	1983.6	44.2	11
Zr 53	15	375	0.56	0.26363	0.00376	0.03657	0.00043	0.05529	0.00069	0.82	237.6	3.0	231.5	2.7	298.3	29.9	78

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)		
	[Pb]	[U]	[Th] [U]	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$						
				± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ		± 1 σ						
Zr 54	14	328	0.68	0.00374	0.03742	0.00044	0.05152	0.00067	0.84	239.3	3.0	236.8	2.7	264.3	29.7	90
Zr 55	11	287	0.61	0.00390	0.03663	0.00043	0.05200	0.00072	0.79	236.8	3.1	231.9	2.7	285.4	31.5	81
Zr 56	14	339	0.63	0.00376	0.03658	0.00043	0.05374	0.00069	0.85	243.5	3.0	231.6	2.7	360.0	28.7	64
Zr 57	28	217	2.50	0.00956	0.07900	0.00093	0.05990	0.00082	0.80	509.9	5.9	490.1	5.5	599.8	29.5	82
Zr 58	27	609	0.81	0.00353	0.03816	0.00044	0.05120	0.00061	0.88	242.2	2.8	241.4	2.8	250.0	27.3	97
Zr 59	68	1085	0.32	0.00644	0.06243	0.00073	0.05644	0.00068	0.88	402.0	4.4	390.4	4.4	468.8	26.8	83
Zr 60	11	321	0.26	0.00395	0.03536	0.00041	0.05440	0.00076	0.78	238.8	3.2	224.0	2.6	387.6	31.0	58
Zr 61	28	242	0.64	0.01303	0.10478	0.00122	0.06652	0.00083	0.86	683.7	6.7	642.3	7.1	822.9	25.9	78
Zr 62	13	362	0.54	0.00431	0.03381	0.00040	0.05551	0.00089	0.71	233.6	3.5	214.3	2.5	432.6	34.7	50
Zr 63	26	697	0.62	0.00337	0.03436	0.00040	0.05340	0.00065	0.87	229.0	2.7	217.8	2.5	345.8	27.4	63
Zr 64	23	611	0.53	0.00349	0.03530	0.00041	0.05364	0.00066	0.87	235.5	2.8	223.6	2.6	355.8	27.5	63
Zr 65	18	465	0.53	0.00358	0.03636	0.00042	0.05220	0.00066	0.84	236.0	2.9	230.2	2.6	294.2	28.6	78
Zr 66	7	180	0.43	0.00629	0.03708	0.00044	0.07411	0.00119	0.71	326.2	4.6	234.7	2.8	1044.6	32.0	22
Zr 67	27	742	0.70	0.00346	0.03246	0.00038	0.05688	0.00071	0.86	230.3	2.8	205.9	2.4	486.3	27.8	42
Zr 68	15	406	0.42	0.00356	0.03611	0.00042	0.05101	0.00066	0.83	229.7	2.9	228.6	2.6	241.1	29.8	95
Zr 69	11	333	0.26	0.00483	0.03435	0.00041	0.05373	0.00099	0.63	230.2	3.9	217.7	2.6	359.5	40.6	61
Zr 70	11	305	0.44	0.00416	0.03612	0.00043	0.05226	0.00080	0.74	234.9	3.4	228.7	2.6	296.8	34.4	77
Zr 71	22	482	0.63	0.00827	0.03647	0.00045	0.10851	0.00153	0.81	442.1	5.4	230.9	2.8	1774.4	25.5	13
Zr 72	32	770	0.58	0.00370	0.03741	0.00045	0.05443	0.00063	0.91	251.2	2.9	236.8	2.8	388.7	25.8	61
Zr 73	15	398	0.79	0.00431	0.03326	0.00041	0.05862	0.00087	0.77	241.7	3.5	210.9	2.5	553.1	32.2	38
Zr 74	10	239	0.44	0.00476	0.04045	0.00050	0.05263	0.00079	0.76	261.3	3.7	255.6	3.1	312.8	34.0	82
Zr 75	253	1370	0.06	0.03317	0.18875	0.00227	0.10449	0.00108	0.99	1333.7	9.1	1114.6	12.3	1705.3	19.0	65
Zr 76	32	790	0.66	0.00342	0.03599	0.00043	0.05219	0.00060	0.90	233.9	2.8	228.0	2.7	293.8	26.2	78
Zr 77	17	334	0.46	0.00547	0.04946	0.00060	0.05597	0.00072	0.85	328.2	4.0	311.2	3.7	450.9	28.0	69
Zr 78	75	250	0.62	0.05673	0.25963	0.00313	0.12784	0.00136	0.97	1744.9	10.3	1487.9	16.0	2068.5	18.6	72
Zr 79	15	360	0.60	0.00415	0.03805	0.00046	0.05393	0.00072	0.82	253.0	3.3	240.7	2.9	367.9	29.8	65
Zr 80	10	252	0.48	0.00415	0.03652	0.00045	0.05231	0.00076	0.78	237.4	3.3	231.2	2.8	298.8	32.8	77
Zr 81	11	268	0.66	0.00445	0.03729	0.00046	0.05455	0.00080	0.78	251.0	3.5	236.0	2.9	393.9	32.3	60
Zr 82	14	349	0.43	0.00458	0.03916	0.00048	0.05361	0.00078	0.77	258.1	3.6	247.6	3.0	354.6	32.7	70
Zr 83	68	2082	0.96	0.00390	0.02616	0.00032	0.08548	0.00093	0.97	272.9	3.0	166.5	2.0	1326.3	21.0	13
Zr 84	55	2139	0.41	0.00321	0.02429	0.00029	0.07448	0.00083	0.93	226.1	2.6	154.7	1.9	1054.1	22.5	15
Zr 85	20	461	0.51	0.02862	0.00398	0.00048	0.05229	0.00064	0.87	255.9	3.1	251.3	3.0	298.3	27.8	84
Zr 86	13	308	0.81	0.00427	0.03718	0.00046	0.05619	0.00075	0.83	257.0	3.4	235.3	2.8	459.2	29.6	51
Zr 87	21	490	0.52	0.00460	0.03923	0.00048	0.05550	0.00078	0.80	266.5	3.6	248.1	3.0	432.0	30.4	57
Zr 88	17	415	0.58	0.00441	0.03722	0.00046	0.05328	0.00079	0.77	245.4	3.5	235.6	2.9	340.9	33.3	69
Zr 89	19	477	0.55	0.00378	0.03703	0.00045	0.05251	0.00066	0.86	241.1	3.0	234.4	2.8	307.5	28.3	76
Zr 90	6	172	1.20	0.00652	0.02939	0.00038	0.07707	0.00157	0.62	276.0	5.0	186.8	2.4	1122.9	40.0	17
Zr 91	12	292	0.46	0.00411	0.03959	0.00049	0.05042	0.00068	0.83	246.8	3.3	250.3	3.0	214.2	31.0	117
Zr 92	9	201	0.60	0.00438	0.04000	0.00049	0.05124	0.00073	0.79	252.7	3.5	252.8	3.1	251.8	32.2	100
Zr 93	9	227	0.39	0.00487	0.03991	0.00049	0.06018	0.00080	0.83	290.4	3.7	252.3	3.1	610.1	28.3	41
Zr 94	31	765	0.61	0.00351	0.03744	0.00046	0.05057	0.00059	0.91	235.5	2.8	237.0	2.9	221.5	26.9	107
Zr 95 core	55	1397	0.67	0.00373	0.03595	0.00044	0.05450	0.00066	0.89	242.8	3.0	227.7	2.7	391.6	26.9	58

Zircon grain	Concentrations (ppm)				[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages [Ma]				Concordance (%)		
	[Pb]	[U]	²⁰⁷ Pb ²³⁵ U			²⁰⁶ Pb ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb ²³⁵ U			²⁰⁶ Pb ²³⁸ U						
			± 1 σ	± 1 σ		± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ								
Zr 95 rim	13	373	0.49	0.25504	0.00443	0.03484	0.00044	0.05310	0.00086	0.73	230.7	3.6	220.8	2.7	332.8	36.3	66
Zr 96	27	405	0.20	0.54331	0.00732	0.06973	0.00085	0.05651	0.00066	0.90	440.6	4.8	434.5	5.2	471.9	26.0	92
Zr 97	15	393	0.32	0.26283	0.00377	0.03731	0.00046	0.05110	0.00065	0.86	236.9	3.0	236.1	2.9	245.3	29.2	96
Zr 98	26	453	0.63	0.77258	0.01016	0.04224	0.00052	0.13266	0.00151	0.94	581.2	5.8	266.7	3.2	2133.5	19.8	13
Zr 99	11	253	0.31	0.41439	0.00592	0.03948	0.00049	0.07613	0.00097	0.87	352.0	4.3	249.6	3.0	1098.5	25.2	23
Sample VN12-31																	
Zr 01	4	103	0.69	0.26933	0.00483	0.03739	0.00046	0.05225	0.00089	0.69	242.2	3.9	236.6	2.8	296.2	38.6	80
Zr 02	366	2234	0.44	2.33742	0.02795	0.14791	0.00175	0.11463	0.00117	0.99	1223.7	8.5	889.2	9.8	1874.1	18.4	47
Zr 03	21	531	0.49	0.27532	0.00360	0.03836	0.00046	0.05206	0.00060	0.92	246.9	2.9	242.7	2.8	287.8	26.2	84
Zr 04	9	123	0.72	0.53089	0.00755	0.06734	0.00081	0.05719	0.00074	0.85	432.4	5.0	420.1	4.9	498.2	28.4	84
Zr 05	58	607	0.43	0.77915	0.00963	0.09065	0.00128	0.06235	0.00067	0.96	585.0	5.5	559.4	6.4	686.1	22.7	82
Zr 06	105	582	0.07	2.05105	0.02476	0.18878	0.00224	0.07881	0.00082	0.98	1132.6	8.2	1114.8	12.1	1167.3	20.4	96
Zr 07	47	404	0.36	1.05428	0.01386	0.11420	0.00136	0.06696	0.00078	0.91	731.0	6.9	697.1	7.9	836.6	24.1	83
Zr 08	65	392	0.24	1.78724	0.02190	0.16806	0.00199	0.07714	0.00082	0.97	1040.8	8.0	1001.4	11.0	1124.7	21.0	89
Zr 09	6	149	0.03	0.31318	0.00525	0.04073	0.00050	0.05577	0.00088	0.73	276.6	4.1	257.4	3.1	443.0	34.4	58
Zr 10	40	294	0.59	1.13827	0.01417	0.12712	0.00151	0.06495	0.00070	0.95	771.7	6.7	771.4	8.6	772.8	22.6	100
Zr 11	414	11395	0.47	0.24823	0.00300	0.03502	0.00041	0.05142	0.00053	0.97	225.1	2.4	221.9	2.6	259.5	23.7	86
Zr 12 core	18	46	1.50	6.15105	0.07828	0.28902	0.00346	0.15437	0.00173	0.94	1997.5	11.1	1636.6	17.3	2394.9	18.9	68
Zr 12 rim	10	251	0.10	0.34408	0.00543	0.04269	0.00052	0.05847	0.00086	0.77	300.3	4.1	269.5	3.2	547.3	31.8	49
Zr 13	22	123	0.51	3.05690	0.03926	0.15322	0.00184	0.14472	0.00164	0.94	1422.0	9.8	919.0	10.3	2284.4	19.4	40
Zr 14	56	355	0.42	1.47785	0.01850	0.15333	0.00182	0.06991	0.00076	0.95	921.4	7.6	919.6	10.2	925.8	22.2	99
Zr 15	28	414	0.12	0.55915	0.00716	0.07252	0.00086	0.05592	0.00063	0.93	451.0	4.7	451.3	5.2	449.0	24.4	101
Zr 16	102	497	0.84	2.08017	0.02556	0.17257	0.00205	0.08743	0.00093	0.97	1142.3	8.4	1026.3	11.3	1370.0	20.3	75
Zr 17	71	509	0.11	1.47012	0.01819	0.14513	0.00172	0.07347	0.00079	0.96	918.2	7.5	873.6	9.7	1027.1	21.6	85
Zr 18	8	167	0.32	0.36219	0.00566	0.04813	0.00038	0.05458	0.00079	0.77	313.8	4.2	303.0	3.6	395.1	32.0	77
Zr 19	75	290	0.25	3.45824	0.04286	0.25894	0.00308	0.09687	0.00104	0.96	1517.7	9.8	1484.4	15.8	1564.7	20.0	95
Zr 20	30	726	0.26	0.31370	0.00443	0.04129	0.00049	0.05511	0.00071	0.84	277.0	3.4	260.8	3.1	416.4	28.1	63
Zr 21	3	58	0.55	0.45806	0.00855	0.05309	0.00066	0.06258	0.00112	0.67	382.9	6.0	333.5	4.0	693.9	37.8	48
Zr 22	232	773	4.47	5.35033	0.06624	0.10521	0.00125	0.36885	0.00398	0.96	1876.9	10.6	644.9	7.3	3786.7	16.2	17
Zr 23	18	241	0.21	0.60254	0.00816	0.07485	0.00089	0.05839	0.00071	0.88	478.8	5.2	465.3	5.4	544.3	26.3	85
Zr 24	2274	7831	5.99	1.31638	0.01617	0.12275	0.00146	0.07778	0.00083	0.97	852.9	7.1	746.4	8.4	1141.3	21.0	65
Zr 25	37	543	0.11	0.55476	0.00715	0.07168	0.00085	0.05613	0.00064	0.92	448.1	4.7	446.3	5.1	457.3	24.7	98
Zr 26	18	408	0.46	0.28811	0.00404	0.03945	0.00047	0.05297	0.00067	0.85	257.1	3.2	249.4	2.9	327.5	28.4	76
Zr 27	15	193	0.65	0.55329	0.00780	0.07076	0.00085	0.05671	0.00072	0.85	447.1	5.1	440.8	5.1	479.7	28.2	92
Zr 28	20	258	0.65	0.57311	0.00813	0.06996	0.00084	0.05942	0.00076	0.85	460.0	5.2	435.9	5.1	582.6	27.7	75
Zr 29	20	461	0.73	0.27569	0.00379	0.03805	0.00045	0.05255	0.00065	0.86	247.2	3.0	240.7	2.8	309.6	27.8	78
Zr 30	27	106	1.45	2.08367	0.02743	0.19407	0.00232	0.07788	0.00091	0.91	1143.4	9.0	1143.4	12.5	1143.7	23.0	100
Zr 31	91	498	0.39	1.82233	0.02305	0.17690	0.00210	0.05742	0.00083	0.94	1053.5	8.3	1050.0	11.5	1061.0	22.1	99
Zr 32	18	137	1.59	0.78931	0.01116	0.09576	0.00115	0.05978	0.00077	0.85	590.8	6.3	589.5	6.8	595.2	28.1	99
Zr 33	93	487	0.54	1.85026	0.02347	0.17905	0.00213	0.07495	0.00083	0.94	1063.5	8.4	1061.8	11.6	1067.3	22.1	99
Zr 34	120	336	0.88	4.43102	0.05611	0.30234	0.00359	0.10630	0.00118	0.94	1718.2	10.5	1702.9	17.8	1737.0	20.1	98
Zr 35	6	47	1.55	0.79186	0.01460	0.08952	0.00111	0.06416	0.00113	0.67	592.2	8.3	552.7	6.6	746.9	36.9	74

Zircon grain	Concentrations (ppm)				[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)		
	[Pb]	[U]			$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$			
Zr 36	15	180	0.99	0.55369	0.00814	0.07081	0.00085	0.05672	0.00076	0.82	447.4	5.3	441.0	5.1	479.9	29.7	92
Zr 37	11	251	0.74	0.29836	0.00497	0.03991	0.00048	0.05422	0.00085	0.72	265.1	3.9	252.3	3.0	380.0	35.0	66
Zr 38	22	310	0.64	0.48011	0.00790	0.06530	0.00079	0.05333	0.00082	0.74	398.1	5.4	407.8	4.8	342.7	34.4	119
Zr 39	84	439	0.31	2.01492	0.02600	0.18998	0.00226	0.07693	0.00087	0.92	1120.6	8.8	1121.3	12.2	1119.3	22.5	100
Zr 40	145	977	0.45	2.63363	0.03199	0.10668	0.00126	0.17906	0.00188	0.97	1310.1	8.9	653.5	7.4	2644.2	17.3	25
Zr 41	55	302	0.45	1.75463	0.02187	0.16945	0.00201	0.07511	0.00082	0.95	1028.9	8.1	1009.1	11.1	1071.4	21.7	94
Zr 42	4	38	0.94	2.43418	0.03621	0.05739	0.00073	0.30767	0.00440	0.86	1252.8	10.7	359.7	4.5	3509.3	21.9	10
Zr 43	26	1028	2.27	0.16341	0.00230	0.01743	0.00021	0.06800	0.00087	0.86	153.7	2.0	111.4	1.3	868.5	26.3	75
Zr 44	27	417	0.27	0.52014	0.00692	0.06479	0.00077	0.05823	0.00069	0.89	425.2	4.6	404.7	4.7	537.8	26.3	13
Zr 45	117	975	0.39	2.16692	0.02653	0.08366	0.00099	0.18788	0.00198	0.97	1170.5	8.5	517.9	5.9	2723.7	17.3	19
Zr 46	33	178	0.65	1.67968	0.02164	0.16690	0.00199	0.07300	0.00083	0.93	1000.9	8.2	995.0	11.0	1013.9	22.8	98
Zr 47 core	149	530	0.23	4.13697	0.05104	0.26971	0.00321	0.11126	0.00018	0.96	1661.6	10.1	1539.3	16.3	1820.1	19.2	85
Zr 47 overgrowth	106	498	0.31	3.02679	0.03765	0.19914	0.00238	0.11025	0.00119	0.96	1414.4	9.5	1170.7	12.8	1803.5	19.4	65
Zr 47 rim	23	434	0.18	0.77509	0.01023	0.04505	0.00054	0.12479	0.00146	0.91	582.7	5.9	284.1	3.4	2025.8	20.6	14
Zr 48	16	197	1.08	0.53972	0.00797	0.06495	0.00079	0.06028	0.00081	0.82	438.2	5.3	405.6	4.8	613.7	28.8	66
Zr 49	10	133	0.65	0.56263	0.00831	0.07122	0.00086	0.05731	0.00077	0.82	453.2	5.4	443.5	5.2	502.8	29.3	88
Zr 50	18	66	0.99	2.64083	0.03492	0.22635	0.00273	0.08463	0.00098	0.91	1312.1	9.7	1315.3	14.4	1307.0	22.4	101
Zr 51	74	600	0.12	1.19032	0.01534	0.12635	0.00152	0.06834	0.00076	0.93	796.1	7.1	767.0	8.7	878.8	23.0	87
Zr 52	17	229	0.14	0.65832	0.00938	0.07779	0.00094	0.06139	0.00079	0.85	513.6	5.8	482.9	5.7	652.8	27.2	74
Zr 53	122	255	0.64	9.64289	0.12105	0.39628	0.00477	0.17651	0.00190	0.96	2401.3	11.6	2151.9	22.0	2620.3	17.8	82
Zr 54	6	121	0.68	0.35826	0.00611	0.04701	0.00058	0.05528	0.00088	0.72	310.9	4.6	296.2	3.6	423.3	35.1	70
Zr 55	48	466	0.48	0.82246	0.01067	0.09756	0.00118	0.06115	0.00069	0.93	609.4	5.9	600.1	6.9	644.5	23.9	93
Zr 56	7	92	0.54	0.59009	0.00897	0.07558	0.00093	0.05663	0.00078	0.81	470.9	5.7	469.7	5.6	476.5	30.6	99
Zr 57	8	204	0.76	0.25360	0.00394	0.03697	0.00045	0.04975	0.00071	0.78	229.5	3.2	234.0	2.8	183.5	32.7	128
Zr 58	17	102	0.64	1.51810	0.02135	0.15229	0.00187	0.07231	0.00090	0.87	937.7	8.6	913.8	10.4	994.6	25.1	92
Zr 59	148	614	0.76	3.59260	0.04639	0.20015	0.00244	0.13020	0.00144	0.94	1547.9	10.3	1176.1	13.1	2100.7	19.3	56
Zr 60	14	324	0.58	0.29827	0.00444	0.03947	0.00049	0.05482	0.00073	0.83	265.0	3.5	249.5	3.0	404.8	29.4	62
Zr 61	79	450	0.27	1.81698	0.02364	0.17532	0.00214	0.07518	0.00084	0.94	1051.6	8.5	1041.4	11.7	1073.2	22.2	97
Zr 62	220	5263	0.24	0.58050	0.00753	0.03638	0.00044	0.11575	0.00128	0.93	464.8	4.8	230.4	2.8	1891.5	19.8	12
Zr 63	7	64	0.62	0.90326	0.01547	0.10064	0.00126	0.06510	0.00104	0.73	653.5	8.3	618.2	7.4	777.7	33.2	79
Zr 64	12	163	0.34	0.55251	0.00806	0.07165	0.00088	0.05593	0.00073	0.84	446.6	5.3	446.1	5.3	449.4	28.2	99
Zr 65	32	161	1.13	1.62744	0.02219	0.16086	0.00198	0.07338	0.00087	0.90	980.9	8.6	961.6	11.0	1024.6	23.8	94
Zr 66	7	88	0.63	0.59977	0.00984	0.07303	0.00091	0.05957	0.00090	0.76	477.1	6.2	454.4	5.5	588.1	32.4	77
Zr 67	135	512	1.69	2.09361	0.02772	0.19253	0.00236	0.07888	0.00089	0.93	1146.7	9.1	1135.1	12.8	1169.1	22.3	97
Zr 68	95	285	0.26	5.37900	0.07176	0.31718	0.00391	0.12301	0.00140	0.92	1881.5	11.4	1775.9	19.1	2000.4	20.1	89
Zr 69	14	161	1.00	0.60891	0.00940	0.07633	0.00095	0.05786	0.00080	0.81	482.9	5.9	474.2	5.7	524.3	30.4	90
Zr 70	10	118	0.74	0.59634	0.00932	0.07695	0.00096	0.05621	0.00079	0.80	474.9	5.9	477.9	5.8	460.0	31.1	104
Zr 71	15	183	0.25	0.67151	0.01065	0.08495	0.00106	0.05733	0.00082	0.79	521.6	6.5	525.6	6.3	504.0	31.2	104
Zr 72	43	201	0.72	2.03426	0.02930	0.13116	0.00238	0.07719	0.00097	0.86	1127.0	9.8	1127.7	12.9	1126.1	25.0	100
Zr 73	20	461	0.67	0.29162	0.00423	0.04085	0.00051	0.05178	0.00066	0.86	259.8	3.3	258.1	3.2	275.6	28.9	94
Zr 74	14	177	0.64	0.59212	0.00921	0.07550	0.00095	0.05689	0.00079	0.81	472.2	5.9	469.2	5.7	486.6	30.8	96
Zr 75	28	149	0.69	1.90587	0.02803	0.17021	0.00213	0.08122	0.00105	0.85	1083.1	9.8	1013.3	11.8	1226.7	25.2	83

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)				
	[Pb]	[U]	[Th] [U]	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$								
				$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$		$\pm 1\sigma$								
Zr 76	61	696	0.64	0.64	0.00898	0.08196	0.00102	0.05738	0.00068	0.90	507.4	5.5	507.8	6.1	505.6	25.9	100	
Zr 77	255	1454	0.20	0.20	0.03576	0.16724	0.00208	0.11327	0.00132	0.91	1303.9	10.1	996.9	11.5	1852.5	20.9	54	
Zr 78	13	168	0.61	0.61	0.07251	0.00808	0.07119	0.00090	0.05834	0.00074	0.90	459.6	5.2	443.3	5.4	541.7	28.1	82
Zr 79	53	125	0.65	0.65	0.69870	0.08320	0.37704	0.00467	0.12695	0.00135	0.98	2059.2	11.1	2062.5	21.9	2056.2	18.7	100
Zr 80	38	450	0.97	0.97	0.56086	0.00783	0.07239	0.00091	0.05620	0.00070	0.90	452.1	5.1	450.5	5.5	459.5	27.5	98
Zr 81	83	171	0.58	0.58	9.17370	0.11457	0.43174	0.00532	0.15413	0.00162	0.99	2355.5	11.4	2313.6	24.0	2392.3	17.8	97
Zr 82	8	196	0.18	0.18	0.30518	0.00469	0.04306	0.00055	0.05141	0.00073	0.83	270.4	3.7	271.8	3.4	259.2	32.3	105
Zr 83	11	141	0.51	0.51	0.56253	0.00828	0.07313	0.00093	0.05580	0.00075	0.86	453.2	5.4	455.0	5.6	444.0	29.2	102
Zr 84	123	477	0.59	0.59	2.87373	0.03586	0.23778	0.00292	0.08767	0.00092	0.98	1375.0	9.4	1375.1	15.2	1375.2	20.1	100
Zr 85	40	70	0.44	0.44	13.84141	0.17560	0.50359	0.00628	0.19937	0.00217	0.98	2738.9	12.0	2629.2	26.9	2821.1	17.6	93
Zr 86	41	329	2.78	2.78	0.58917	0.00896	0.07376	0.00094	0.05794	0.00082	0.84	470.3	5.7	458.7	5.7	527.3	31.0	87
Zr 87	36	322	0.28	0.28	1.02273	0.01322	0.11450	0.00141	0.06479	0.00072	0.95	715.3	6.6	698.9	8.2	767.5	23.4	91
Zr 88	10	129	0.66	0.66	0.56425	0.00826	0.07249	0.00091	0.05647	0.00076	0.86	454.3	5.4	451.1	5.5	470.0	29.7	96
Zr 89	45	280	0.51	0.51	1.49398	0.01907	0.15244	0.00187	0.07109	0.00078	0.96	927.9	7.8	914.6	10.5	960.1	22.4	95
Zr 90	27	340	0.43	0.43	0.59687	0.00793	0.07597	0.00094	0.05699	0.00067	0.93	475.2	5.0	472.0	5.6	490.6	26.0	96
Zr 91	88	579	0.23	0.23	1.51364	0.01903	0.15419	0.00188	0.07121	0.00077	0.97	935.9	7.7	924.4	10.5	963.4	21.9	96
Zr 92	22	142	1.10	1.10	1.10395	0.01497	0.12400	0.00154	0.06458	0.00078	0.92	755.3	7.2	753.5	8.8	760.7	25.3	99
Zr 93	30	106	1.26	1.26	2.66121	0.03437	0.22619	0.00278	0.08534	0.00096	0.95	1317.8	9.5	1314.5	14.6	1323.2	21.8	99
Zr 94	6	55	1.74	1.74	0.66240	0.01098	0.08365	0.00109	0.05744	0.00091	0.79	516.1	6.7	517.9	6.5	508.1	34.9	102
Zr 95	116	686	0.15	0.15	1.83937	0.02304	0.17377	0.00212	0.07678	0.00083	0.97	1059.6	8.2	1032.9	11.6	1115.5	21.3	93
Zr 96	20	276	0.59	0.59	0.52552	0.00714	0.06781	0.00084	0.05621	0.00068	0.91	428.8	4.8	423.0	5.1	460.0	26.9	92
Zr 97	9	111	0.65	0.65	0.58525	0.00913	0.07262	0.00093	0.05846	0.00086	0.82	467.8	5.9	451.9	5.6	547.1	31.8	83
Zr 98	60	608	0.09	0.09	0.88274	0.01120	0.10448	0.00127	0.06128	0.00068	0.96	642.5	6.0	640.6	7.4	649.2	23.5	99
Zr 99	23	331	0.18	0.18	0.54195	0.00721	0.07095	0.00087	0.05541	0.00066	0.92	439.7	4.7	441.9	5.2	428.5	26.1	103
Zr 100	80	219	0.70	0.70	5.89385	0.07461	0.30707	0.00375	0.13922	0.00154	0.96	1960.3	11.0	1726.3	18.5	2217.6	19.1	78
Zr 101	14	349	0.64	0.64	0.27537	0.00398	0.03688	0.00046	0.05416	0.00072	0.86	247.0	3.2	233.5	2.9	377.6	29.8	62
Zr 102	14	191	0.28	0.28	0.55536	0.00777	0.07212	0.00089	0.05586	0.00071	0.88	448.5	5.1	448.9	5.4	446.5	27.7	101
Zr 103	222	450	0.36	0.36	10.11271	0.12603	0.44171	0.00534	0.16607	0.00180	0.97	2445.1	11.5	2358.3	23.9	2518.4	18.1	94
Zr 104	9	219	0.22	0.22	0.29940	0.00455	0.04101	0.00052	0.05296	0.00076	0.83	265.9	3.6	259.1	3.2	326.8	32.1	79
Zr 105	256	424	0.53	0.53	13.28021	0.16568	0.52002	0.00628	0.18524	0.00201	0.97	2699.8	11.8	2699.2	26.6	2700.4	17.8	100
Zr 106	12	195	1.09	1.09	0.66205	0.01148	0.04444	0.00062	0.10806	0.00190	0.80	515.9	7.0	280.3	3.8	1766.9	31.8	16
Zr 107	95	536	0.72	0.72	1.52134	0.01931	0.15706	0.00190	0.07026	0.00078	0.95	939.0	7.8	940.4	10.6	936.0	22.7	100
Zr 108 core	118	690	0.33	0.33	1.75239	0.02236	0.16323	0.00197	0.07787	0.00088	0.95	1028.0	8.3	974.7	10.9	1143.6	22.3	85
Zr 108 rim	26	400	0.13	0.13	0.68859	0.00904	0.06378	0.00078	0.07831	0.00093	0.93	532.0	5.4	398.6	4.7	1154.7	23.3	35
Zr 109	16	91	0.75	0.75	1.60913	0.02406	0.15293	0.00194	0.07632	0.00108	0.85	973.8	9.4	917.4	10.9	1103.5	28.1	83
Zr 110	24	301	0.68	0.68	0.55953	0.00762	0.07219	0.00088	0.05622	0.00070	0.90	451.2	5.0	449.4	5.3	460.2	27.5	98
Zr 111	14	183	0.37	0.37	0.56653	0.00820	0.07208	0.00089	0.05701	0.00077	0.85	455.8	5.3	448.7	5.4	491.2	29.9	91
Zr 112	9	204	0.47	0.47	0.30374	0.00459	0.04263	0.00053	0.05168	0.00074	0.82	269.3	3.6	269.1	3.3	271.1	32.4	99
Zr 113	5	104	0.85	0.85	0.28431	0.00557	0.03844	0.00052	0.05365	0.00105	0.69	254.1	4.4	243.2	3.2	356.1	44.0	68
Zr 114	69	341	0.15	0.15	2.23373	0.02873	0.20548	0.00248	0.07885	0.00091	0.94	1191.7	9.0	1204.7	13.3	1168.4	22.7	103
Zr 115	116	299	0.57	0.57	6.49397	0.08322	0.33986	0.00411	0.13860	0.00159	0.94	2045.1	11.3	1886.0	19.8	2209.7	19.8	85
Zr 116	16	365	0.55	0.55	0.35056	0.00526	0.03988	0.00050	0.06376	0.00091	0.84	305.1	4.0	252.1	3.1	733.6	29.9	34

Zircon grain	Concentrations (ppm)				[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)		
	[Pb]	[U]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$				
Sample VN12-38																	
Zr 01	17	402	0.67	0.27303	0.00434	0.03757	0.00046	0.05272	0.00077	0.77	245.1	3.5	237.7	2.9	316.6	32.9	75
Zr 02	10	243	0.52	0.35529	0.00686	0.03802	0.00048	0.06778	0.00126	0.65	308.7	5.1	240.6	3.0	861.8	38.0	28
Zr 03	18	431	0.66	0.27360	0.00422	0.03676	0.00045	0.05398	0.00076	0.79	245.6	3.4	232.7	2.8	370.1	31.6	63
Zr 04	10	255	0.60	0.29272	0.00491	0.03428	0.00043	0.06194	0.00097	0.75	260.7	3.9	217.3	2.7	672.1	33.1	32
Zr 05	11	286	0.51	0.29554	0.00491	0.03590	0.00045	0.05971	0.00092	0.75	262.9	3.9	227.4	2.8	593.3	32.9	38
Zr 06	9	228	0.77	0.28645	0.00532	0.03529	0.00044	0.05887	0.00104	0.67	255.8	4.2	223.6	2.8	562.3	38.0	40
Zr 07	16	385	0.68	0.27246	0.00411	0.03729	0.00046	0.05300	0.00072	0.82	244.7	3.3	236.0	2.8	328.8	30.6	72
Zr 08	13	377	0.45	0.26866	0.00336	0.03364	0.00043	0.05792	0.00111	0.64	241.6	4.3	213.3	2.7	526.5	41.8	71
Zr 09	19	434	0.75	0.27820	0.00443	0.03791	0.00047	0.05324	0.00078	0.78	249.2	3.5	239.8	2.9	338.8	32.7	71
Zr 10	12	273	0.70	0.28050	0.00523	0.03928	0.00049	0.05179	0.00092	0.67	251.1	4.2	248.4	3.1	276.2	40.0	90
Zr 11	5	153	0.56	0.27600	0.00609	0.03354	0.00043	0.05969	0.00128	0.58	247.5	4.9	212.7	2.7	592.9	45.3	36
Zr 12	6	154	0.47	0.25945	0.00533	0.03658	0.00046	0.05144	0.00102	0.61	234.2	4.3	231.6	2.9	260.7	44.7	89
Zr 13	12	282	0.81	0.30546	0.00566	0.03672	0.00046	0.06034	0.00106	0.68	270.7	4.4	232.4	2.9	616.0	37.5	38
Zr 14	12	302	0.68	0.29621	0.00487	0.03664	0.00046	0.05864	0.00089	0.76	263.4	3.8	232.0	2.8	553.6	32.9	42
Zr 15	14	334	0.61	0.28029	0.00503	0.03831	0.00048	0.05306	0.00090	0.70	250.9	4.0	242.4	3.0	331.5	37.8	73
Zr 16	11	252	0.53	0.40156	0.01053	0.03742	0.00052	0.07784	0.00203	0.53	342.8	7.6	236.8	3.2	1142.8	51.1	21
Zr 17	14	355	0.81	0.30662	0.00591	0.03527	0.00045	0.06306	0.00116	0.66	271.6	4.6	223.4	2.8	710.4	38.6	31
Zr 18	14	309	0.72	0.32154	0.00577	0.03973	0.00050	0.05871	0.00099	0.70	283.1	4.4	251.1	3.1	556.4	36.8	45
Zr 19	10	242	0.46	0.28392	0.00456	0.03960	0.00049	0.05200	0.00077	0.77	253.8	3.6	250.4	3.1	285.6	33.3	88
Zr 20	13	291	0.62	0.33241	0.00639	0.03818	0.00049	0.06316	0.00116	0.67	291.4	4.9	241.5	3.0	713.6	38.5	34
Zr 21	7	168	0.91	0.29832	0.00618	0.03653	0.00047	0.05925	0.00118	0.62	265.1	4.8	231.3	2.9	576.1	42.8	40
Zr 22	16	357	0.64	0.33167	0.00608	0.03876	0.00049	0.06206	0.00108	0.69	290.8	4.6	245.2	3.1	676.3	36.6	36
Zr 23	31	646	0.87	0.29330	0.04049	0.04088	0.00051	0.05204	0.00072	0.81	261.2	3.5	258.3	3.1	287.2	31.3	90
Zr 24	23	512	0.72	0.28261	0.00417	0.03945	0.00049	0.05197	0.00069	0.84	252.7	3.3	249.4	3.0	284.1	29.9	88
Zr 25	23	535	0.79	0.30794	0.00600	0.03558	0.00046	0.06278	0.00117	0.66	272.6	4.7	225.4	2.8	700.8	39.1	32
Zr 26	12	311	0.70	0.28471	0.00557	0.03529	0.00045	0.05852	0.00109	0.65	254.4	4.4	223.6	2.8	549.4	40.2	41
Zr 27	14	346	1.10	0.28147	0.00525	0.03421	0.00044	0.05968	0.00105	0.69	251.8	4.2	216.9	2.7	591.8	37.8	37
Zr 28	12	285	0.81	0.29018	0.00592	0.03740	0.00048	0.05627	0.00110	0.63	258.7	4.7	236.7	3.0	462.4	43.1	51
Zr 29	10	237	0.52	0.29888	0.00624	0.03956	0.00051	0.05480	0.00110	0.62	265.5	4.9	230.1	3.2	404.2	44.0	62
Zr 30	13	286	0.95	0.30553	0.00578	0.03745	0.00048	0.05919	0.00106	0.68	270.7	4.5	250.7	3.0	574.0	38.5	41
Zr 31	11	266	0.56	0.28060	0.00506	0.03759	0.00048	0.05415	0.00091	0.71	251.1	4.0	237.9	3.0	376.9	37.6	63
Zr 32	13	337	0.48	0.27023	0.00461	0.03785	0.00048	0.05179	0.00082	0.74	242.9	3.7	239.5	3.0	276.4	35.7	87
Zr 33	11	266	0.52	0.28516	0.00573	0.03801	0.00049	0.05442	0.00104	0.64	254.7	4.5	240.5	3.0	388.3	42.2	62
Zr 34	10	304	0.94	0.25678	0.00524	0.03057	0.00040	0.06093	0.00119	0.64	232.1	4.2	194.1	2.5	636.9	41.5	30
Zr 35	15	367	0.58	0.32485	0.00923	0.03648	0.00051	0.06461	0.00183	0.49	285.6	7.1	231.0	3.2	761.5	58.5	30
Zr 36	16	381	0.68	0.27177	0.00461	0.03794	0.00048	0.05300	0.00081	0.76	248.4	3.7	240.0	3.0	328.5	34.2	73
Zr 37	15	360	0.62	0.30534	0.00737	0.00047	0.05928	0.00092	0.75	270.6	4.0	236.5	2.9	577.3	33.2	41	
Zr 38	9	227	0.51	0.28564	0.00527	0.03894	0.00050	0.05322	0.00092	0.70	255.1	4.2	246.2	3.1	338.1	38.6	73
Zr 39	6	128	0.67	0.37166	0.00836	0.03897	0.00052	0.06918	0.00151	0.59	320.9	6.2	246.5	3.2	904.2	44.4	27
Zr 40	9	209	0.54	0.30780	0.00623	0.04194	0.00054	0.05325	0.00103	0.64	272.5	4.8	264.8	3.4	339.2	43.0	78
Zr 41	10	220	0.56	0.29473	0.00457	0.04105	0.00048	0.05208	0.00076	0.75	262.3	3.6	259.3	3.0	289.0	33.2	90

Zircon grain	Concentrations (ppm)			[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)			
	[Pb]	[U]	207Pb 235U		206Pb 238U		207Pb 206Pb			206Pb 238U		207Pb 206Pb					
					± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ		± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ	± 1 σ				
Zr 42	13	312	0.55	0.27160	0.00395	0.03770	0.00044	0.05226	0.00071	0.80	244.0	3.2	238.6	2.7	296.6	30.7	80
Zr 43	13	322	0.86	0.33672	0.00465	0.03456	0.00040	0.07067	0.00091	0.84	294.7	3.5	219.0	2.5	947.8	26.0	23
Zr 44	12	295	0.46	0.31414	0.00465	0.03843	0.00045	0.05929	0.00082	0.79	277.4	3.6	243.1	2.8	577.8	29.9	42
Zr 45	17	417	0.62	0.28160	0.00383	0.03634	0.00042	0.05620	0.00071	0.85	251.9	3.0	230.1	2.6	459.6	27.7	50
Zr 46	14	335	0.68	0.27375	0.00399	0.03857	0.00045	0.05148	0.00070	0.80	245.7	3.2	244.0	2.8	262.3	31.0	93
Zr 47	11	254	0.60	0.28015	0.00446	0.03914	0.00046	0.05192	0.00078	0.74	250.8	3.5	247.5	2.9	282.0	34.1	88
Zr 48	16	361	0.69	0.28251	0.00398	0.03897	0.00045	0.05258	0.00069	0.82	252.6	3.2	246.5	2.8	310.8	29.5	79
Zr 49	32	744	0.95	0.25502	0.00351	0.03593	0.00042	0.05148	0.00065	0.85	230.6	2.8	227.6	2.6	262.4	28.9	87
Zr 50	18	411	0.78	0.28717	0.00424	0.03755	0.00044	0.05548	0.00077	0.79	256.3	3.3	237.6	2.7	431.2	30.0	55
Zr 51	43	952	1.01	0.26738	0.00344	0.03747	0.00044	0.05176	0.00060	0.91	240.6	2.8	237.1	2.7	275.0	26.5	86
Zr 52	14	307	0.81	0.29441	0.00437	0.04043	0.00047	0.05282	0.00073	0.78	262.0	3.4	255.5	2.9	320.9	31.1	80
Zr 53	11	252	0.54	0.28576	0.00438	0.03910	0.00046	0.05301	0.00076	0.77	255.2	3.5	247.3	2.9	329.1	32.3	75
Zr 54	10	226	0.62	0.29317	0.00479	0.03862	0.00046	0.05507	0.00086	0.73	261.1	3.8	244.3	2.9	414.8	34.2	59
Zr 55	53	1209	1.11	0.25758	0.00340	0.03610	0.00042	0.05176	0.00062	0.88	232.7	2.7	228.6	2.6	274.7	27.2	83
Zr 56	24	392	2.38	0.28619	0.00435	0.03777	0.00045	0.05497	0.00078	0.78	255.6	3.4	239.0	2.8	410.9	31.3	58
Zr 57	12	274	0.74	0.29180	0.00448	0.03887	0.00046	0.05445	0.00079	0.77	260.0	3.5	245.8	2.9	389.8	31.9	63
Zr 58	49	272	0.31	1.81561	0.02215	0.17684	0.00206	0.07447	0.00080	0.95	1051.1	8.0	1049.7	11.3	1054.0	21.9	100
Zr 59	11	263	0.76	0.27833	0.00441	0.03866	0.00046	0.05223	0.00078	0.75	249.3	3.5	244.5	2.8	295.4	33.8	83
Zr 60	21	504	0.95	0.27494	0.00359	0.03578	0.00042	0.05573	0.00066	0.90	246.6	2.9	226.6	2.6	441.4	25.6	51
Zr 61	13	344	0.54	0.31902	0.00510	0.03464	0.00041	0.06679	0.00101	0.74	281.1	3.9	219.5	2.6	831.4	31.3	26
Zr 62	29	695	0.80	0.25745	0.00344	0.03638	0.00043	0.05133	0.00062	0.88	232.6	2.8	230.4	2.7	255.8	27.6	90
Zr 63	102	2064	1.39	0.26776	0.00338	0.03771	0.00044	0.05150	0.00058	0.92	240.9	2.7	238.6	2.7	263.2	25.6	91
Zr 64	15	369	0.60	0.27806	0.00465	0.03758	0.00045	0.05367	0.00085	0.72	249.1	3.7	237.8	2.8	357.2	35.6	67
Zr 65	5	136	0.45	0.27694	0.00536	0.03809	0.00046	0.05274	0.00099	0.62	248.2	4.3	241.0	2.9	317.7	42.0	76
Zr 66	7	178	0.44	0.28763	0.00466	0.03930	0.00047	0.05308	0.00081	0.74	256.7	3.7	248.5	2.9	332.2	34.2	75
Zr 67	9	241	0.61	0.26399	0.00431	0.03528	0.00042	0.05428	0.00084	0.73	237.9	3.5	223.5	2.6	382.5	34.4	58
Zr 68	13	316	0.59	0.28293	0.00408	0.03944	0.00047	0.05203	0.00069	0.83	253.0	3.2	249.4	2.9	286.9	30.1	87
Zr 69	14	320	0.74	0.28346	0.00410	0.03959	0.00047	0.05194	0.00069	0.82	253.4	3.2	250.3	2.9	282.7	30.2	89
Zr 70	8	188	0.49	0.31429	0.00478	0.04232	0.00050	0.05387	0.00076	0.78	277.5	3.7	267.2	3.1	365.5	31.7	73
Zr 71	13	317	0.61	0.29980	0.00481	0.03897	0.00047	0.05581	0.00084	0.75	266.2	3.8	246.4	2.9	444.3	32.9	55
Zr 72	9	227	0.57	0.27833	0.00461	0.03892	0.00047	0.05187	0.00081	0.73	249.3	3.7	246.2	2.9	279.6	35.5	88
Zr 73	11	269	0.56	0.28762	0.00449	0.03841	0.00046	0.05431	0.00079	0.77	256.7	3.5	243.0	2.9	383.9	32.5	63
Zr 74	14	306	0.99	0.33224	0.00476	0.03903	0.00046	0.06175	0.00081	0.82	291.3	3.6	246.8	2.9	665.4	27.9	37
Zr 75	48	1135	1.16	0.25460	0.00343	0.03448	0.00041	0.05355	0.00065	0.88	230.3	2.8	218.5	2.5	352.3	27.2	62
Zr 76	5	146	0.35	0.26139	0.00520	0.03617	0.00045	0.05241	0.00101	0.63	235.8	4.2	229.1	2.8	303.5	43.3	75
Zr 77	13	337	0.59	0.25856	0.00408	0.03549	0.00043	0.05285	0.00078	0.77	233.5	3.3	224.8	2.7	322.3	33.1	70
Zr 78	6	163	0.33	0.27729	0.00488	0.03720	0.00045	0.05407	0.00091	0.69	248.5	3.9	235.4	2.8	374.0	37.5	63
Zr 79	6	147	0.65	0.40074	0.00619	0.03331	0.00040	0.08728	0.00126	0.78	342.2	4.5	211.2	2.5	1366.6	27.6	15
Zr 80	21	432	0.84	0.31632	0.00473	0.04182	0.00052	0.05486	0.00076	0.83	279.1	3.7	264.1	3.2	406.5	30.6	65
Zr 81	12	258	0.60	0.30839	0.00434	0.04300	0.00053	0.05202	0.00067	0.88	272.9	3.4	271.4	3.3	286.2	29.0	95
Zr 82	12	260	0.60	0.30017	0.00452	0.04147	0.00052	0.05250	0.00074	0.83	266.5	3.5	261.9	3.2	307.4	31.7	85
Zr 83	10	236	0.52	0.29917	0.00471	0.04132	0.00052	0.05252	0.00078	0.80	265.8	3.7	261.0	3.2	308.1	33.5	85

Zircon grain	Concentrations (ppm)				[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)		
	[Pb]	[U]	[Th] [U]	²⁰⁷ Pb 235U	± 1 σ	²⁰⁶ Pb 238U	± 1 σ	²⁰⁷ Pb 206Pb	± 1 σ		²⁰⁶ Pb 238U	± 1 σ	²⁰⁷ Pb 206Pb				
Zr 84	15	350	0.59	0.28690	0.00421	0.03961	0.00049	0.05253	0.00071	0.84	256.1	3.3	250.4	3.1	308.6	30.6	81
Zr 85	6	154	0.34	0.30064	0.00524	0.04059	0.00053	0.05372	0.00091	0.75	266.9	4.1	256.5	3.3	359.2	37.9	71
Zr 86	14	319	0.60	0.28285	0.00402	0.03949	0.00049	0.05195	0.00068	0.87	252.9	3.2	249.7	3.0	283.1	29.5	88
Zr 87	7	183	0.79	0.30822	0.00500	0.03414	0.00044	0.06548	0.00103	0.79	272.8	3.9	216.4	2.7	789.7	32.5	27
Zr 88	8	187	0.54	0.30341	0.00459	0.04270	0.00053	0.05154	0.00073	0.82	269.1	3.6	269.5	3.3	265.0	32.2	102
Zr 89	7	161	0.86	0.29713	0.00544	0.03956	0.00052	0.05447	0.00098	0.72	264.2	4.3	250.1	3.2	390.7	39.7	64
Zr 90	13	279	0.60	0.30607	0.00441	0.04182	0.00051	0.05308	0.00071	0.85	271.1	3.4	264.1	3.2	332.4	30.0	79
Zr 91	14	314	0.54	0.32331	0.00483	0.03923	0.00049	0.05977	0.00084	0.84	284.4	3.7	248.1	3.0	594.9	30.7	42
Zr 92	15	319	0.83	0.32348	0.00510	0.03978	0.00050	0.05898	0.00089	0.80	284.6	3.9	251.5	3.1	566.3	32.5	44
Zr 93	15	358	0.55	0.28552	0.00439	0.03839	0.00048	0.05395	0.00079	0.81	255.0	3.5	242.8	3.0	368.8	32.7	66
Zr 94	12	276	0.49	0.29478	0.00455	0.04049	0.00050	0.05281	0.00077	0.80	262.3	3.6	255.8	3.1	320.7	32.9	80
Zr 95	19	418	0.78	0.29524	0.00410	0.04064	0.00049	0.05270	0.00067	0.87	262.7	3.2	256.8	3.1	315.8	28.7	81
Zr 96	16	357	0.67	0.29011	0.00397	0.04063	0.00049	0.05179	0.00065	0.88	258.6	3.1	256.7	3.1	276.3	28.4	93
Zr 97	9	224	0.41	0.30134	0.00538	0.03696	0.00048	0.05913	0.00104	0.73	267.4	4.2	234.0	3.0	572.0	37.9	41
Zr 98	26	579	0.71	0.29341	0.00393	0.03996	0.00048	0.05325	0.00065	0.90	261.2	3.1	252.6	3.0	339.6	27.2	74
Zr 99	8	207	0.46	0.26843	0.00403	0.03742	0.00046	0.05204	0.00074	0.82	241.4	3.2	236.8	2.9	287.0	32.0	83
Sample VN12-41																	
Zr 01	12	265	0.72	0.29311	0.00472	0.03890	0.00049	0.05465	0.00085	0.78	261.0	3.7	246.0	3.0	398.0	34.2	62
Zr 02	9	238	0.56	0.27752	0.00483	0.03604	0.00046	0.05585	0.00096	0.73	248.7	3.8	228.3	2.9	445.9	37.3	51
Zr 03	10	225	0.54	0.28351	0.00432	0.03946	0.00049	0.05211	0.00076	0.81	253.4	3.4	249.5	3.0	290.0	32.7	86
Zr 04	11	338	0.59	0.23427	0.00397	0.03043	0.00039	0.05585	0.00093	0.76	213.7	3.3	193.2	2.4	445.9	36.1	43
Zr 05	9	226	0.84	0.27264	0.00450	0.03448	0.00047	0.05736	0.00092	0.77	244.8	3.6	218.5	2.7	504.8	34.9	43
Zr 06	11	255	0.51	0.26606	0.00390	0.03846	0.00044	0.05018	0.00069	0.83	239.5	3.1	243.3	2.9	203.3	31.8	120
Zr 07	10	245	0.58	0.27561	0.00404	0.03906	0.00048	0.05117	0.00071	0.84	247.2	3.2	247.0	3.0	248.7	31.6	99
Zr 08	9	221	0.56	0.26128	0.00402	0.03669	0.00045	0.05165	0.00076	0.80	235.7	3.2	232.3	2.8	269.8	33.4	86
Zr 09	15	333	0.62	0.28436	0.00432	0.04010	0.00049	0.05143	0.00075	0.80	254.1	3.4	253.5	3.1	260.1	33.0	97
Zr 10	14	314	0.91	0.28523	0.00488	0.03852	0.00049	0.05370	0.00090	0.74	254.8	3.9	243.7	3.0	358.3	37.7	68
Zr 11	15	347	0.61	0.28211	0.00433	0.03929	0.00048	0.05207	0.00077	0.80	252.3	3.4	248.4	3.0	288.7	33.4	86
Zr 12	15	343	0.64	0.28004	0.00449	0.03930	0.00049	0.05168	0.00081	0.78	250.7	3.6	248.5	3.0	271.4	35.3	92
Zr 13	10	267	0.60	0.26561	0.00561	0.03473	0.00047	0.05547	0.00119	0.64	239.2	4.5	220.1	3.0	430.8	46.8	51
Zr 14	15	309	0.90	0.30039	0.00488	0.04181	0.00052	0.05211	0.00083	0.77	266.7	3.8	264.1	3.2	290.2	35.8	91
Zr 15	10	235	0.60	0.28415	0.00496	0.03754	0.00048	0.05490	0.00095	0.73	253.9	3.9	237.6	3.0	408.0	38.0	58
Zr 16	11	289	0.74	0.26044	0.00471	0.03350	0.00043	0.05639	0.00102	0.71	235.0	3.8	212.4	2.7	467.1	39.9	45
Zr 17	10	236	0.53	0.26216	0.00447	0.03674	0.00046	0.05176	0.00087	0.73	236.4	3.6	232.6	2.9	274.6	38.1	85
Zr 18	14	371	0.59	0.25103	0.00408	0.03525	0.00044	0.05165	0.00082	0.77	227.4	3.3	223.3	2.7	269.8	36.1	83
Zr 19	7	188	0.87	0.26181	0.00508	0.03413	0.00045	0.05564	0.00109	0.68	236.1	4.1	216.4	2.8	437.5	42.7	49
Zr 20	12	305	0.68	0.28268	0.00423	0.03571	0.00042	0.05742	0.00081	0.79	252.8	3.4	226.2	2.6	507.3	30.5	45
Zr 21	12	330	0.72	0.26509	0.00416	0.03231	0.00038	0.05951	0.00089	0.75	238.8	3.3	205.0	2.4	585.7	32.1	35
Zr 22	13	343	0.54	0.24845	0.00354	0.03481	0.00041	0.05177	0.00069	0.83	225.3	2.9	220.6	2.5	275.3	30.1	80
Zr 23	7	194	0.44	0.25738	0.00381	0.03610	0.00042	0.05172	0.00072	0.79	232.6	3.1	228.6	2.6	273.1	31.5	84
Zr 24	15	388	0.65	0.24097	0.00409	0.03370	0.00040	0.05186	0.00084	0.70	219.2	3.4	213.7	2.5	279.3	36.8	77
Zr 25	12	279	0.68	0.27247	0.00461	0.03700	0.00044	0.05342	0.00087	0.70	244.7	3.7	234.2	2.7	346.6	36.2	68

Zircon grain	Concentrations (ppm)				[Th] [U]	Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)		
	[Pb]	[U]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$			$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$				
				$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$			$\pm 1\sigma$	$\pm 1\sigma$								
Zr 26	9	228	0.54	0.24991	0.00430	0.03571	0.00043	0.05077	0.00084	0.70	226.5	3.5	226.2	2.7	230.2	37.7	98
Zr 27	9	227	0.69	0.28109	0.00401	0.03612	0.00042	0.05644	0.00075	0.82	251.5	3.2	228.8	2.6	469.0	29.3	49
Zr 28	14	316	0.66	0.26959	0.00435	0.03834	0.00045	0.05101	0.00078	0.73	242.4	3.5	242.5	2.8	241.1	34.9	101
Zr 29	8	214	0.67	0.24492	0.00416	0.03378	0.00040	0.05258	0.00086	0.70	222.4	3.4	214.2	2.5	310.8	36.6	69
Zr 30	11	302	0.84	0.25767	0.00389	0.03322	0.00039	0.05626	0.00080	0.78	232.8	3.1	210.7	2.5	461.8	31.3	46
Zr 31	13	366	0.73	0.24146	0.00377	0.03248	0.00038	0.05392	0.00079	0.75	219.6	3.1	206.1	2.4	367.5	32.6	56
Zr 32	8	191	0.63	0.26753	0.00400	0.03702	0.00044	0.05242	0.00073	0.79	240.7	3.2	234.3	2.7	303.8	31.5	77
Zr 33	10	240	0.56	0.26066	0.00415	0.03726	0.00044	0.05074	0.00076	0.74	235.2	3.3	235.8	2.8	229.1	34.4	103
Zr 34	25	217	0.87	0.87233	0.01280	0.09437	0.00112	0.06705	0.00092	0.81	636.8	6.9	581.3	6.6	839.4	28.3	69
Zr 35	11	285	0.65	0.26630	0.00445	0.03642	0.00043	0.05304	0.00085	0.71	239.7	3.6	230.6	2.7	330.6	35.7	70
Zr 36	9	220	0.76	0.27256	0.00402	0.03832	0.00045	0.05159	0.00071	0.80	244.7	3.2	242.4	2.8	267.3	31.2	91
Zr 37	39	360	1.27	0.76952	0.00953	0.08600	0.00100	0.06490	0.00072	0.94	579.5	5.5	531.9	6.0	771.2	23.0	69
Zr 38	9	218	0.50	0.27231	0.00404	0.03812	0.00045	0.05181	0.00072	0.80	244.5	3.2	241.2	2.8	277.1	31.3	87
Zr 39	7	174	0.58	0.28097	0.00420	0.03967	0.00047	0.05137	0.00072	0.79	251.4	3.3	250.8	2.9	257.6	31.8	97
Zr 40	12	284	0.68	0.34363	0.00463	0.03594	0.00042	0.06936	0.00085	0.87	299.9	3.5	227.6	2.6	909.4	25.1	25
Zr 41	11	263	0.67	0.27800	0.00404	0.03678	0.00044	0.05482	0.00074	0.82	249.1	3.2	232.9	2.7	405.0	29.6	58
Zr 42	3	64	0.64	0.27061	0.00606	0.03662	0.00046	0.05360	0.00118	0.56	243.2	4.8	231.8	2.8	354.2	49.1	65
Zr 43	8	194	0.65	0.27775	0.00424	0.03846	0.00046	0.05239	0.00075	0.78	248.9	3.4	243.3	2.8	302.3	32.2	80
Zr 44	13	297	0.74	0.28114	0.00406	0.03857	0.00046	0.05287	0.00070	0.83	251.6	3.2	244.0	2.8	323.3	29.9	75
Zr 45	11	256	0.61	0.29887	0.00448	0.03864	0.00046	0.05611	0.00078	0.79	265.5	3.5	244.4	2.9	456.4	30.4	54
Zr 46	28	619	0.84	0.27947	0.00386	0.03870	0.00046	0.05238	0.00066	0.86	250.2	3.1	244.8	2.8	302.0	28.5	81
Zr 47	7	166	0.65	0.26937	0.00458	0.03700	0.00045	0.05281	0.00086	0.72	242.2	3.7	234.2	2.8	320.7	36.3	73
Zr 48	8	193	0.74	0.27748	0.00461	0.03782	0.00045	0.05322	0.00084	0.72	248.7	3.7	239.3	2.8	338.3	35.2	71
Zr 49	11	255	0.63	0.28457	0.00413	0.03903	0.00046	0.05289	0.00071	0.81	254.3	3.3	246.8	2.9	324.0	30.0	76
Zr 50	12	287	0.73	0.28206	0.00408	0.03809	0.00045	0.05372	0.00072	0.82	252.3	3.2	241.0	2.8	359.1	29.9	67
Zr 51	5	134	0.71	0.25159	0.00424	0.03267	0.00039	0.05586	0.00089	0.71	227.9	3.4	207.2	2.5	446.4	34.9	46
Zr 52	6	147	0.58	0.27231	0.00437	0.03898	0.00047	0.05067	0.00076	0.75	244.5	3.5	246.5	2.9	225.7	34.5	109
Zr 53	15	352	0.80	0.26487	0.00400	0.03800	0.00045	0.05056	0.00071	0.78	238.6	3.2	240.4	2.8	220.8	32.1	109
Zr 54	7	166	0.52	0.28166	0.00492	0.03922	0.00048	0.05210	0.00087	0.70	252.0	3.9	248.0	3.0	289.6	37.6	86
Zr 55	13	312	0.62	0.28657	0.00410	0.03731	0.00044	0.05571	0.00073	0.82	255.9	3.2	236.1	2.8	440.6	28.5	54
Zr 56	9	228	0.72	0.27836	0.00614	0.03621	0.00046	0.05576	0.00121	0.58	249.4	4.9	229.3	2.8	442.5	47.2	52
Zr 57	12	112	0.68	0.83888	0.01495	0.09850	0.00121	0.06178	0.00105	0.69	618.5	8.3	605.6	7.1	666.4	36.1	91
Zr 58	13	324	0.70	0.25520	0.00493	0.03554	0.00044	0.05208	0.00097	0.64	230.8	4.0	225.2	2.7	288.9	42.1	78
Zr 59	9	264	1.06	0.23999	0.00453	0.02939	0.00036	0.05923	0.00108	0.65	218.4	3.7	186.7	2.3	575.5	39.1	32
Sample VN12-50																	
Zr 01	15	162	0.39	1.11511	0.02005	0.08396	0.00103	0.09633	0.00170	0.68	760.6	9.6	519.7	6.1	1554.3	32.7	33
Zr 02	38	328	0.43	1.38277	0.01833	0.09812	0.00114	0.10222	0.00125	0.88	881.6	7.8	603.4	6.7	1664.9	22.5	36
Zr 03a	50	433	0.13	1.38199	0.01714	0.11275	0.00130	0.08891	0.00100	0.93	881.3	7.3	688.7	7.5	1402.1	21.4	49
Zr 03b	41	1085	0.00	0.31563	0.00413	0.04136	0.00048	0.05535	0.00067	0.89	278.5	3.2	261.3	3.0	426.2	26.5	61
Zr 04a	25	309	0.32	0.70750	0.01148	0.07751	0.00091	0.06621	0.00103	0.72	543.3	6.8	481.2	5.5	813.1	32.2	59
Zr 04b	39	600	0.27	1.01327	0.01281	0.05151	0.00059	0.05151	0.00165	0.91	710.5	6.5	323.8	3.7	2260.2	19.9	14
Zr 05	73	700	0.57	0.87022	0.01133	0.09531	0.00110	0.06623	0.00079	0.89	635.7	6.2	586.9	6.5	813.6	24.8	72

Zircon grain	Concentrations (ppm)		[Th] [U]	Isotopic ratios						Ages (Ma)							
	[Pb]	[U]		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	ρ	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Concordance (%)			
Sample VN12-51																	
Zr 01a	10	266	0.65	0.28314	0.00490	0.03635	0.00046	0.05650	0.00091	0.73	253.1	3.9	230.2	2.9	471.4	35.7	49
Zr 01b	14	348	0.59	0.28125	0.00430	0.03821	0.00047	0.05339	0.00074	0.80	251.6	3.4	241.7	3.0	345.3	30.8	70
Zr 02	1	26	0.54	0.47512	0.02131	0.03962	0.00070	0.08699	0.00400	0.39	394.7	14.7	250.4	4.4	1360.4	86.1	18
Zr 03a	9	204	0.80	0.28338	0.00473	0.03825	0.00048	0.05374	0.00083	0.75	253.3	3.7	242.0	3.0	360.2	34.5	67
Zr 03b	10	236	0.70	0.26703	0.00413	0.03792	0.00047	0.05109	0.00071	0.80	240.3	3.3	239.9	2.9	244.7	31.9	98
Zr 03c	10	219	0.83	0.30147	0.00469	0.03911	0.00049	0.05592	0.00079	0.81	267.6	3.7	247.3	3.0	448.8	30.6	55
Zr 03d	10	232	0.78	0.28945	0.00466	0.03798	0.00048	0.05528	0.00081	0.79	258.1	3.7	240.3	3.0	423.6	32.4	57
Zr 03e	7	185	0.60	0.28992	0.00519	0.03691	0.00047	0.05697	0.00096	0.71	258.5	4.1	233.7	2.9	489.9	36.9	48
Zr 04a	56	1283	0.76	0.27231	0.00370	0.03883	0.00048	0.05087	0.00060	0.91	244.5	3.0	245.6	3.0	234.8	26.9	105
Zr 04b	63	1404	0.93	0.27504	0.00374	0.03839	0.00047	0.05197	0.00061	0.90	246.7	3.0	242.8	3.0	284.1	26.7	85

Note: Concordance refers to the $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ age versus $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ age.
ppm — parts per million; σ — standard deviation; ρ — error correlation.

Note: Concordance refers to the $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ age versus $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ age.

ppm — parts per million; σ — standard deviation; ρ — error correlation.

Annexe 4.2. Données géochimiques – Bassins de Sam Nua et Song Da

Tableau 1. Données géochimiques de roches volcano-sédimentaires et volcaniques des bassins de Sam Nua et de Song Da.

Echantillons		VN12-49	VN12-27	VN12-41	VN12-38
Formation		Cam Thuy	Dong Trau	Dong Trau	Dong Trau
Nature		V	V	V	VS
Eléments majeurs					
SiO ₂	%	45,73	81,43	71,97	61,90
Al ₂ O ₃	%	14,46	9,91	13,50	12,28
Fe ₂ O ₃	%	15,39	0,27	2,01	9,17
MnO	%	0,25	0,00	0,02	0,14
MgO	%	5,39	0,05	0,68	1,82
CaO	%	9,21	0,04	0,10	3,36
Na ₂ O	%	2,54	0,18	1,58	3,66
K ₂ O	%	1,30	7,68	7,43	1,81
TiO ₂	%	3,60	0,21	0,16	1,00
P ₂ O ₅	%	0,65	< L.D.	< L.D.	0,40
PF	%	2,24	0,79	2,50	4,55
Total	%	100,76	100,57	99,96	100,07
Eléments traces					
As	ppm	< L.D.	< L.D.	1,773	2,848
Ba	ppm	720,6	533,4	797,4	313,2
Be	ppm	1,493	1,725	2,944	1,763
Bi	ppm	< L.D.	< L.D.	0,2297	0,2313
Cd	ppm	0,3232	0,2208	0,2392	0,3094
Ce	ppm	84,5	112	100	78,23
Co	ppm	51,8	< L.D.	0,8162	8,48
Cr	ppm	25,96	18,1	19,13	< L.D.
Cs	ppm	0,24	3,763	4,361	0,1849
Cu	ppm	101,4	13,11	< L.D.	9,088
Dy	ppm	6,767	6,298	6,673	7,419
Er	ppm	3,276	3,48	4,225	4,458
Eu	ppm	3,488	1,147	1,165	1,983
Ga	ppm	25,34	9,126	24,67	20,4
Gd	ppm	8,206	7,754	6,546	7,374
Ge	ppm	1,61	1,824	1,012	1,162
Hf	ppm	5,078	8,568	7,751	5,237
Ho	ppm	1,304	1,258	1,479	1,62
In	ppm	0,1242	< L.D.	< L.D.	0,1011
La	ppm	36,26	55,45	50,89	37,92
Lu	ppm	0,3957	0,5342	0,672	0,6883
Mo	ppm	1,112	< L.D.	< L.D.	0,6485
Nb	ppm	26,75	18,05	15,26	12,06
Nd	ppm	45,88	48,65	40,48	36,5
Ni	ppm	55,02	< L.D.	< L.D.	< L.D.
Pb	ppm	4,6573	5,0596	7,1981	11,1418
Pr	ppm	10,89	13,03	11,16	9,331
Rb	ppm	15,62	191,3	252,6	48,09
Sc	ppm	27,36	4,88	9,35	26,13
Sb	ppm	< L.D.	1,915	0,9718	0,504
Sm	ppm	9,441	9,773	7,808	7,809
Sn	ppm	2,566	4,506	7,181	3,067
Sr	ppm	526,6	10,19	26,86	54,19
Ta	ppm	2,184	1,639	1,413	1,057
Tb	ppm	1,162	1,091	1,028	1,158
Th	ppm	3,857	23,2	21,37	10,88
Tm	ppm	0,4262	0,4992	0,6265	0,646
U	ppm	1,004	4,091	5,082	2,958
V	ppm	424,6	2,818	1,279	21,27
W	ppm	0,4143	2,023	2,972	2,004
Y	ppm	34,02	31,23	41,22	43,27
Yb	ppm	2,693	3,503	4,337	4,433
Zn	ppm	164,6	< L.D.	49,86	102,3
Zr	ppm	205,5	293,1	283,9	194,4
Valeurs de quelques rapports élémentaires caractéristiques					
Eu/Eu* ⁽¹⁾		1,21	0,40	0,50	0,80
(La/Yb)N		9,66	11,35	8,42	6,14
(Gd/Yb)N		2,52	1,83	1,25	1,38
(Ce/Yb)N		8,72	8,88	6,40	4,90

PF : Perte au Feu, LD : Limite de Détection (cf. Annexe 2.1), VS : Volcano-Sédimentaire, V : Volcanique, ppm : partie par million, nd : non disponible.
(1) : $\frac{Eu}{Eu^*} = \frac{[Eu]_N}{\sqrt{[Sm]_N \times [Gd]_N}}$ où l'indice N indique que les concentrations ont été normalisées aux chondrites (valeurs de normalisation de Sun S.-S. et McDonough, 1989).

Annexe 5. Chapitre 5

Cette annexe correspond aux données complémentaires associées à l'article en préparation (Chapitre 5, section 5.4) portant sur l'influence de l'évolution géodynamique du domaine Est Téthysien sur la dynamique de la biosphère au Trias

5.1. Sample location

TABLE S1. GPS COORDINATES OF THE ANALYZED SAMPLES

Sample	Latitude (North)	Longitude (East)
LP 03	19° 55' 53.7"	102° 07' 47.7"
LP 05	19° 56' 33.0"	102° 08' 02.1"
LP 100	19° 52' 32.8"	102° 08' 54.4"

Note: GPS coordinates are given in the World Geodetic System 1984 (WGS84)

5.2. Thin section description

TABLE S2. MAIN PETROGRAPHIC FEATURES OF THE ANALYZED SAMPLES

Sample	Main petrographic features
LP 03	Various, mostly sub-rounded lithic fragments: microgranular quartz clasts, microcrystalline quartz clasts partly calcitized, clasts with various magmatic textures (microlitic to trachytic texture, often altered and weathered, or granular texture with quartz and strongly calcitized feldspar). Monocrystalline feldspars among which plagioclases, altered. Occurrence of monocrystalline feldspars. Automorphous quartz recrystallized as polycrystalline grains. Rounded to sub-angular calcareous fragments displaying various textures (micritic to sparitic), sometimes encasing bioclastic elements. Rounded silicic sedimentary fragments. Opaque minerals, epidote and zircon have also been observed. Occurrence of calcite vein.
LP 05	Various lithic fragments: rounded clasts of cryptocrystalline quartz, microgranular quartz clasts, clasts with various magmatic textures (porphyritic with feldspars among which plagioclases, trachytic strongly altered, glass-rich microlitic, also strongly altered, clasts displaying spherulitic texture). Calcite occurs in replacement of other minerals or coats various clasts; a typical feature of calcsols (calcrete). Calcite also occurs in veins. Monocrystalline feldspars, epidote.
LP 100	Rounded to angular and variously sized (millimeter to centimeter) lithic fragments. Initial textures are overprinted by calcitization, but microgranular (altered feldspars, quartz) clasts and pyroclasts displaying a subangular shape and a microlitic to trachytic texture are recognizable. Occurrence of rounded sedimentary elements and monocrystalline feldspars. Some areas show undulant extinction and are interpreted as silicified area. Minute grained matrix contains opaque minerals, calcite, altered feldspars (among which plagioclases) and argillaceous minerals. Zircons have also been observed.

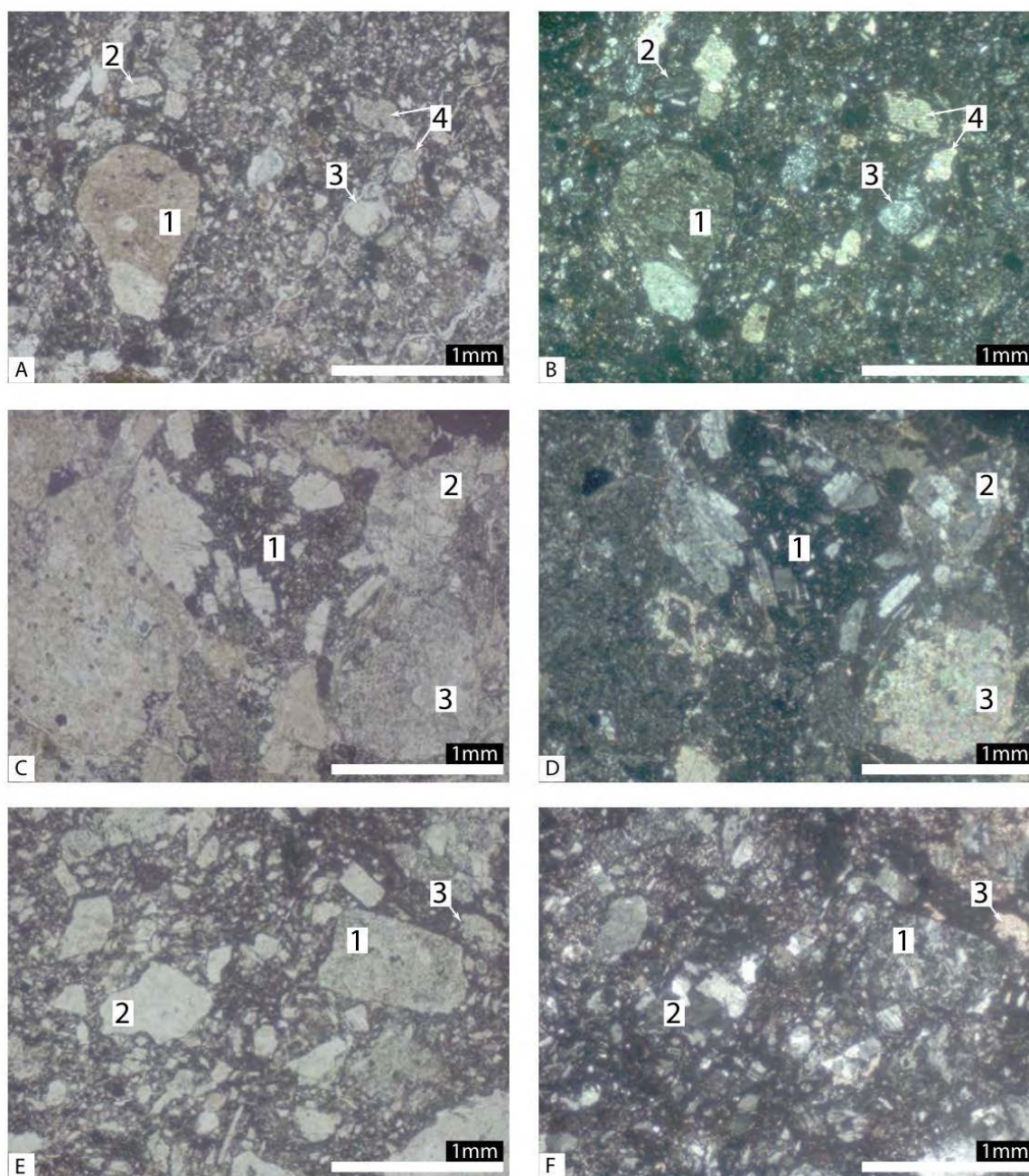


Figure S1. Thin-section micrograph of the analyzed volcaniclastic rocks samples. Left column: plane-polarized light; right column: cross-polarized light.

A, B. LP 03. 1: sub-rounded and weathered porphyritic volcaniclast, 2: rounded microlithic volcaniclast, 3: rounded trachytic volcaniclast, 4: rounded to sub-angular sparitic calcite grains.

C, D. LP 05. 1: sub-rounded microlithic porphyritic volcaniclast, 2: sub-rounded and weathered microgranular lithic fragment, 3: embayed micritic calcareous fragment.

E, F. LP 100. 1: sub-angular microlithic to trachytic volcaniclast, 2: angular microgranular lithic fragment, 3: micritic calcareous fragment.

5.3. Analytical techniques

Zircon grains were extracted following a classical mineral separation procedure. The rocks were crushed and sieved so that only the powder fraction with a grain size $<250\ \mu\text{m}$ was kept. Heavy minerals were successively concentrated using a Wilfey table, a Frantz magnetic separator (keeping Frantz setting

below 1.5 Ampere and 10° side slope to avoid artificial biasing due to magnetic separation; Sircombe and Stern, 2002) and heavy liquids (bromoform then methylene iodide). Zircon grains were then handpicked under a binocular microscope to produce the most representative sampling. After embedding the grains in an epoxy resin, the pucks were hand grounded on a lap wheel with a 6 µm and 1 µm diamond suspension, successively, to reveal equatorial cross sections. Emplacements of the laser microsampling sites were chosen thanks to cathodoluminescence (CL) imaging using a Reliotron CL system equipped with a digital color camera.

To conduct *in situ* isotopic analyses, samples were ablated using an ESI NWR193UC Excimer laser system connected to an Agilent 7700x quadrupole ICP-MS instrument. Operating conditions are summarized in Table S3.

TABLE S3. OPERATING CONDITIONS DURING SAMPLES ANALYSES

Laser-ablation system ESI NWR193UC	
Laser type/wavelength	Excimer 193 nm
Pulse duration	< 5 ns
Energy density on target	~ 9 J.cm ⁻²
ThO ⁺ /Th ⁺	< 0.5%
He gas flow	800 mL.min ⁻¹
N ₂ gas flow	4 mL.min ⁻¹
Laser repetition rate	4 Hz
Laser spot size	25-40 µm
ICP-MS Agilent 7700x	
RF power	1350 W
Sampling depth	5.0-5.5 mm (optimized daily)
Carrier gas flow (Ar)	~ 0.85 L.min ⁻¹ (optimized daily)
Coolant gas flow	16 L.min ⁻¹
Data acquisition protocol	Time-resolved analysis
Scanning mode	Peak hopping, one point per peak
Detector mode	Pulse counting, dead time correction applied, and analog mode when signal intensity > ~ 10 ⁶ cps
Isotopes determined	²⁰⁴ (Hg + Pb), ²⁰⁶ Pb, ²⁰⁷ Pb, ²⁰⁸ Pb, ²³² Th, ²³⁸ U
Dwell time per isotope	10 ms (30 ms for ²⁰⁷ Pb)
Sampler, skimmer cones	Ni
Extraction lenses	X type

No common Pb correction was applied because of the isobaric interference with ²⁰⁴Hg. The ²³⁵U signal is calculated from ²³⁸U using the ratio ²³⁵U/²³⁸U = 137.88. Single analyses consisted of 20 seconds of background integration with laser off followed by 60 seconds integration with the laser firing and a 10 seconds delay to wash out the previous sample and prepare the next analysis.

Data were corrected for U-Pb fractionation and for mass bias by standard bracketing with two measurements of the GJ-1 zircon standard (Jackson et al., 2004) every ten measurements of the unknown samples. To control the reproducibility and accuracy of the corrections, one measurement of the 91500 zircon standard (Windenbeck et al., 1995) treated as unknown, was performed after the measurements of the 2 GJ-1 standard.

Eighty-three analyses performed on the 91500 zircon (Windenbeck et al., 1995) used as a secondary reference material during the course of analyses yield a weighted ²⁰⁶Pb/²³⁸U mean age of 1065.7 ± 3.2 Ma (MSWD = 0.037). This age is identical within uncertainties to the TIMS ²⁰⁶Pb/²³⁸U age (1062.4 ± 0.8 Ma; Windenbeck et al., 1995).

Data were reduced using the GLITTER® software package developed by the Macquarie Research Ltd. (Jackson et al., 2004). Concordia ages and weighted mean age diagrams were generated using Isoplot/Ex 3.00 (Ludwig, 2012), while Kernel Density Estimator (KDE) and Probability Density Plots (PDP) were generated using DensityPlotter 2.4 (Vermeesch, 2012). All errors given in table S4 are listed at 1σ, but where data are combined to calculate ages, the final results are provided with 95% confidence limits.

5.4. Table S4: analytical results of LA-ICP-MS dating

Tableau 1. Résultats analytiques des datations LA-ICP-MS – Bassin de Luang Prabang, échantillons LP03, LP 05 et LP 100.

Zircon grain	Concentrations (ppm)				Isotopic ratios				ρ	Ages (Ma)				Concordance (%)		
	[Pb]	[U]	[Th]	[U]	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$			
Sample LP 03																
Zr 01	5	89	0.82	0.45064	0.00766	0.00062	0.07270	0.00117	0.81	377.7	5.4	283.5	3.8	1005.7	32.3	28
Zr 03	6	120	0.58	0.34461	0.00487	0.00062	0.05227	0.00064	0.92	300.7	3.7	301.1	3.8	297.3	27.5	101
Zr 04	5	103	0.49	0.34264	0.00496	0.00060	0.05381	0.00068	0.90	299.2	3.8	291.1	3.7	362.9	28.4	80
Zr 05	7	133	0.79	0.31323	0.00443	0.00057	0.05194	0.00063	0.92	276.7	3.4	276.0	3.5	282.8	27.6	98
Zr 06	6	124	0.79	0.31404	0.00484	0.00056	0.05371	0.00074	0.86	277.3	3.7	267.7	3.5	358.9	31.1	75
Zr 07	5	103	0.43	0.34398	0.00499	0.00062	0.05265	0.00067	0.90	300.2	3.8	298.5	3.8	313.7	28.6	95
Zr 08	42	510	0.24	0.74794	0.01000	0.00103	0.06811	0.00076	0.97	567.0	5.8	494.1	6.2	871.9	23.0	57
Zr 09	14	233	1.72	0.31381	0.00472	0.00056	0.05325	0.00071	0.87	277.1	3.7	269.8	3.5	339.4	30.0	79
Zr 10	11	261	0.57	0.28304	0.00392	0.00051	0.05268	0.00062	0.94	253.1	3.1	246.5	3.1	315.0	26.5	78
Zr 11	12	241	0.60	0.35301	0.00476	0.00060	0.05492	0.00062	0.95	307.0	3.6	293.7	3.7	409.0	24.8	72
Zr 12	15	286	0.75	0.34265	0.00483	0.00060	0.05370	0.00065	0.92	299.2	3.7	291.7	3.7	358.4	27.2	81
Zr 13	26	484	0.77	0.34176	0.00449	0.00061	0.05211	0.00056	0.98	298.5	3.4	299.6	3.8	290.4	24.4	103
Zr 14	10	227	0.48	0.32147	0.00505	0.00057	0.05495	0.00078	0.85	283.0	3.9	267.9	3.5	410.0	31.3	65
Zr 15 core	5	94	0.57	0.39190	0.00608	0.00069	0.05496	0.00077	0.86	335.8	4.4	325.1	4.2	410.6	30.8	79
Zr 15 rim	3	45	0.49	0.47482	0.00773	0.00071	0.06587	0.00099	0.83	394.5	5.3	328.5	4.4	802.3	31.3	41
Zr 16	8	207	0.40	0.27959	0.00400	0.00052	0.05091	0.00063	0.91	250.3	3.2	251.8	3.2	236.9	28.3	106
Zr 17	9	214	0.61	0.28824	0.00501	0.00054	0.05286	0.00086	0.79	257.2	4.0	250.1	3.4	322.7	36.6	78
Zr 18	10	238	0.94	0.27624	0.00428	0.00048	0.05496	0.00077	0.85	247.7	3.4	230.8	3.0	410.5	30.8	56
Zr 19	18	406	0.78	0.28243	0.00407	0.00050	0.05323	0.00067	0.90	252.6	3.2	243.4	3.1	338.7	28.1	72
Zr 21	21	470	0.71	0.28273	0.00378	0.00051	0.05156	0.00057	0.96	252.8	3.0	251.4	3.2	265.9	25.3	95
Zr 22	7	96	0.98	0.41911	0.00601	0.00074	0.05393	0.00067	0.92	355.4	4.3	353.5	4.5	367.9	27.9	96
Zr 23	1	30	0.38	0.38665	0.00777	0.00700	0.05967	0.00117	0.71	331.9	5.7	296.1	4.2	591.8	42.1	50
Zr 24	5	90	0.49	0.34734	0.00507	0.00063	0.05217	0.00067	0.89	302.7	3.8	304.0	3.9	292.7	28.9	104
Zr 25 core	4	69	0.72	0.34525	0.00528	0.00062	0.05315	0.00073	0.86	301.1	4.0	296.8	3.8	335.1	30.7	89
Zr 25 rim	2	41	0.61	0.33562	0.00626	0.00060	0.05642	0.00101	0.75	293.8	4.8	272.3	3.7	468.2	39.4	58
Zr 26 core	5	130	0.52	0.28478	0.00413	0.00052	0.05243	0.00066	0.91	254.4	3.3	249.1	3.2	304.2	28.5	82
Zr 26 rim	6	139	0.44	0.29175	0.00477	0.00053	0.05376	0.00081	0.82	259.9	3.8	248.9	3.3	360.7	33.7	69
Zr 27	2	47	0.52	0.27880	0.00597	0.00057	0.05085	0.00107	0.67	249.7	4.7	251.4	3.5	233.8	47.7	108
Zr 28	4	71	0.43	0.34137	0.00540	0.00064	0.05156	0.00074	0.84	298.2	4.1	302.4	3.9	266.0	32.6	114
Zr 29	1	13	0.70	0.69225	0.01630	0.00065	0.13665	0.00346	0.75	534.2	9.8	232.6	4.0	2185.1	43.4	11
Zr 30	11	249	0.58	0.28530	0.00386	0.00051	0.05205	0.00059	0.95	254.9	3.1	251.3	3.2	287.7	25.7	87
Zr 31	4	104	0.46	0.30261	0.00488	0.00055	0.05301	0.00078	0.82	268.4	3.8	261.5	3.4	329.4	33.0	79
Zr 32	11	213	0.52	0.34382	0.00476	0.00062	0.05259	0.00062	0.94	300.1	3.6	298.7	3.8	310.9	26.5	96
Zr 33	7	127	0.77	0.35763	0.00574	0.00062	0.05577	0.00082	0.83	310.4	4.3	293.1	3.9	442.9	31.9	66
Zr 34	30	724	0.46	0.33973	0.00461	0.00051	0.06280	0.00072	0.96	297.0	3.5	248.1	3.2	701.3	24.1	35
Zr 35	13	219	1.12	0.35270	0.00499	0.00060	0.05524	0.00067	0.92	306.8	3.8	291.8	3.7	421.9	26.9	69
Zr 36	4	62	0.45	0.44197	0.00664	0.00079	0.05358	0.00071	0.88	371.6	4.7	374.6	4.8	353.4	29.8	106
Zr 37	6	126	0.47	0.34750	0.00517	0.00063	0.05239	0.00069	0.88	302.8	3.9	302.9	3.9	302.5	29.7	100
Zr 38	2	49	0.45	0.34753	0.00640	0.00066	0.05312	0.00093	0.76	302.9	4.8	298.9	4.1	333.7	39.2	90

Zircon grain	Concentrations (ppm)				[Th]		Isotopic ratios				Ages (Ma)				Concordance (%)			
	[Pb]	[U]	[U]	[Th]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	ρ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$				
Zr 39	3	63	0.41	0.35250	0.00565	0.00061	0.04531	0.00061	0.05643	0.00083	0.84	306.6	4.3	285.7	3.8	468.5	32.4	61
Zr 40	9	223	0.46	0.28448	0.00397	0.00052	0.03957	0.00052	0.05215	0.00062	0.94	254.2	3.1	250.1	3.2	292.2	27.0	86
Zr 41	5	116	0.42	0.28402	0.00441	0.00053	0.03963	0.00053	0.05198	0.00073	0.86	253.8	3.5	250.5	3.3	284.7	31.6	88
Zr 42	7	147	0.62	0.33969	0.00483	0.00061	0.04664	0.00061	0.05283	0.00065	0.92	296.9	3.7	293.8	3.8	321.6	27.6	91
Zr 43	5	123	0.29	0.28160	0.00466	0.00053	0.03977	0.00053	0.05135	0.00078	0.81	251.9	3.7	251.4	3.3	256.7	34.6	98
Zr 44	7	180	0.45	0.28130	0.00404	0.00052	0.03939	0.00052	0.05180	0.00065	0.92	251.7	3.2	249.1	3.2	276.4	28.3	90
Zr 45	3	77	0.55	0.28287	0.00512	0.00054	0.03936	0.00054	0.05213	0.00090	0.76	252.9	4.1	248.9	3.4	291.1	38.7	86
Zr 46	39	717	1.23	0.31405	0.00416	0.00055	0.04293	0.00055	0.05307	0.00058	0.97	277.3	3.2	270.9	3.4	331.6	24.6	82
Zr 47	10	246	0.37	0.28274	0.00389	0.00051	0.03962	0.00051	0.05176	0.00060	0.94	252.8	3.1	250.5	3.2	275.0	26.5	91
Zr 48	5	96	0.43	0.36085	0.00579	0.00066	0.04762	0.00066	0.05497	0.00078	0.86	312.9	4.3	299.9	4.0	410.9	31.3	73
Zr 49	33	637	0.61	0.35027	0.00482	0.00064	0.04768	0.00064	0.05329	0.00059	0.98	304.9	3.6	300.2	3.9	341.1	24.8	88
Zr 50	7	129	0.50	0.37956	0.00576	0.00070	0.05142	0.00070	0.05355	0.00070	0.90	326.7	4.2	323.2	4.3	351.9	29.2	92
Zr 51	35	118	0.69	0.35889	0.04842	0.00353	0.26339	0.00353	0.09801	0.00107	0.99	1540.4	10.8	1507.2	18.0	1586.6	20.3	95
Zr 52	13	300	0.55	0.28556	0.00410	0.00053	0.03966	0.00053	0.05223	0.00062	0.93	255.1	3.2	250.7	3.3	295.4	27.0	85
Zr 53	11	199	0.76	0.36885	0.00529	0.00066	0.04934	0.00066	0.05422	0.00065	0.93	318.8	3.9	310.5	4.1	380.2	26.7	82
Zr 54	14	248	0.90	0.34291	0.00502	0.00065	0.04825	0.00065	0.05156	0.00074	0.84	299.4	3.8	303.7	4.0	265.8	28.1	114
Zr 55	5	89	0.52	0.34197	0.00565	0.00067	0.04825	0.00067	0.05141	0.00076	0.84	298.7	4.3	303.8	4.1	259.3	33.7	117
Zr 56	7	144	0.55	0.34422	0.00603	0.00067	0.04777	0.00067	0.05227	0.00084	0.80	300.4	4.6	300.8	4.1	297.2	36.2	101
Zr 57	8	144	0.73	0.35836	0.00531	0.00068	0.04952	0.00068	0.05249	0.00064	0.93	311.0	4.0	311.6	4.2	307.0	27.7	101
Zr 58	3	64	0.78	0.37044	0.00649	0.00066	0.04666	0.00066	0.05759	0.00091	0.81	320.0	4.8	294.0	4.1	513.7	34.9	57
Zr 59	7	181	0.41	0.28579	0.00431	0.00055	0.03989	0.00055	0.05197	0.00066	0.91	255.2	3.4	252.1	3.4	284.1	28.7	89
Zr 60	7	129	0.57	0.35801	0.00552	0.00067	0.04874	0.00067	0.05328	0.00070	0.89	310.7	4.1	306.8	4.1	340.7	29.3	90
Zr 61	4	78	0.51	0.30997	0.00537	0.00062	0.04364	0.00062	0.05152	0.00080	0.82	274.2	4.2	275.4	3.8	264.0	35.4	104
Zr 62	3	61	0.56	0.30508	0.00681	0.00060	0.03999	0.00060	0.05534	0.00120	0.67	270.4	5.3	252.7	3.8	425.9	47.1	59
Zr 63	16	339	0.43	0.33541	0.00527	0.00063	0.04559	0.00063	0.05337	0.00072	0.88	293.7	4.0	287.4	3.9	344.5	30.2	83
Zr 64	6	119	0.63	0.37015	0.00581	0.00068	0.04939	0.00068	0.05436	0.00074	0.88	319.8	4.3	310.8	4.2	386.1	30.1	80
Zr 65	6	119	0.51	0.34369	0.00554	0.00065	0.04678	0.00065	0.05329	0.00075	0.86	300.0	4.2	294.8	4.0	341.0	31.4	86
Zr 66	42	133	0.34	4.49387	0.06275	0.00417	0.30648	0.00417	0.10636	0.00119	0.97	1729.8	11.6	1723.4	20.6	1737.9	20.3	99
Zr 67	3	49	0.53	0.71184	0.01133	0.00069	0.04858	0.00069	0.10629	0.00150	0.89	545.8	6.7	305.8	4.3	1736.8	25.7	18
Zr 68	75	1373	1.51	0.32670	0.00461	0.00054	0.04012	0.00054	0.05907	0.00067	0.95	287.0	3.5	253.6	3.4	569.7	24.4	45
Zr 69	8	163	0.53	0.31109	0.00487	0.00059	0.04286	0.00059	0.05265	0.00071	0.88	275.0	3.8	270.5	3.7	313.7	30.3	86
Zr 70	8	171	0.43	0.34083	0.00537	0.00065	0.04654	0.00065	0.05312	0.00072	0.89	297.8	4.1	293.3	4.0	333.9	30.4	88
Zr 71	16	370	0.58	0.29349	0.00437	0.00056	0.04084	0.00056	0.05213	0.00065	0.92	261.3	3.4	258.0	3.5	291.2	28.1	89
Zr 72	12	246	0.56	0.34840	0.00517	0.00064	0.04709	0.00064	0.05367	0.00066	0.92	303.5	3.9	296.6	4.0	357.0	27.6	83
Zr 73	5	93	0.64	0.36186	0.00616	0.00070	0.04940	0.00070	0.05314	0.00081	0.83	313.6	4.6	310.8	4.3	334.6	34.2	93
Zr 74	9	180	0.57	0.34931	0.00533	0.00068	0.04916	0.00068	0.05154	0.00067	0.91	304.2	4.0	309.4	4.2	265.0	29.4	117
Zr 75	5	84	0.39	0.45562	0.00726	0.00084	0.06022	0.00084	0.05488	0.00076	0.88	381.2	5.1	377.0	5.1	407.2	30.4	93
Zr 76	15	304	0.69	0.32472	0.00493	0.00060	0.04383	0.00060	0.05374	0.00069	0.90	285.5	3.8	276.5	3.7	359.9	28.7	77
Zr 77	7	175	0.67	0.29501	0.00495	0.00050	0.03785	0.00050	0.05654	0.00091	0.79	262.5	3.9	239.5	3.1	472.9	35.5	51
Zr 78	6	132	0.45	0.29870	0.00444	0.00050	0.03949	0.00050	0.05487	0.00075	0.85	265.4	3.5	249.6	3.1	406.9	30.0	61
Zr 79	6	130	0.42	0.36486	0.00531	0.00058	0.04523	0.00058	0.05852	0.00078	0.88	315.8	4.0	285.1	3.6	549.2	28.8	52
Zr 80	3	57	0.62	0.35027	0.00586	0.00060	0.04556	0.00060	0.05576	0.00089	0.79	304.9	4.4	287.2	3.7	442.6	34.7	65

Zircon grain	Concentrations (ppm)			Isotopic ratios				Ages (Ma)			
	[Pb]	[U]	[Th] [U]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
				$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$	ρ	$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$	Concordance (%)
Zr-81	7	140	0.57	0.35085	0.00508	0.04800	0.00061	0.00070	0.88	305.4	92
Zr-82	6	92	0.91	0.40550	0.00619	0.05334	0.00069	0.00078	0.85	345.6	80
Zr-83	3	63	0.77	0.35289	0.00633	0.04748	0.00063	0.00094	0.74	306.9	81
Zr-84	32	687	0.44	0.32377	0.00407	0.04435	0.00055	0.00056	0.99	284.8	86
Zr-85	11	248	0.45	0.30970	0.00467	0.04275	0.00055	0.00073	0.85	273.9	87
Zr-86	5	120	0.30	0.32734	0.00678	0.04379	0.00062	0.00112	0.68	287.5	73
Zr-87	5	113	0.47	0.31224	0.00563	0.04061	0.00055	0.00098	0.75	275.9	58
Zr-88	3	66	0.63	0.33778	0.00564	0.04319	0.00057	0.00090	0.79	295.5	57
Zr-89	22	337	2.09	0.31443	0.00412	0.04300	0.00054	0.00060	0.96	277.6	82
Zr-90	5	136	0.37	0.27913	0.00402	0.03831	0.00049	0.00069	0.89	250.0	75
Zr-91	20	427	0.65	0.31152	0.00409	0.04369	0.00055	0.00058	0.96	275.4	101
Zr-92	10	207	0.76	0.31486	0.00431	0.04378	0.00055	0.00063	0.92	277.9	94
Zr-93	7	155	0.48	0.28701	0.00405	0.04020	0.00051	0.00065	0.90	256.2	92
Zr-94	6	121	0.54	0.32837	0.00526	0.04385	0.00057	0.00082	0.81	288.3	72
Zr-95	11	258	0.59	0.28132	0.00431	0.03899	0.00050	0.00074	0.84	251.7	82
Zr-96	1	18	0.42	1.25076	0.15811	0.04694	0.00458	0.03033	0.77	823.7	11
Zr-97	7	135	0.49	0.33585	0.00477	0.04679	0.00059	0.00066	0.89	294.0	102
Zr-98	4	79	0.42	0.31334	0.00567	0.04317	0.00058	0.00092	0.74	276.8	87
Zr-99	4	67	0.69	0.40466	0.00720	0.05058	0.00068	0.00100	0.76	345.0	60
Zr-100	5	113	0.48	0.34433	0.00547	0.04514	0.00059	0.00082	0.82	300.5	67
Zr-101	2	51	0.57	0.32705	0.00681	0.04408	0.00062	0.00111	0.68	287.3	77
Zr-102	8	204	0.42	0.28864	0.00408	0.03987	0.00051	0.00066	0.90	257.5	82
Zr-103	17	351	0.51	0.34613	0.00476	0.04687	0.00059	0.00065	0.92	301.8	84
Zr-104	7	142	0.53	0.35480	0.00510	0.04693	0.00060	0.00071	0.89	308.3	73
Zr-104	7	142	0.53	0.35480	0.00510	0.04693	0.00060	0.00071	0.89	308.3	73
Sample LP 05											
Zr-01	2	51	0.48	0.31022	0.00736	0.03979	0.00060	0.00136	0.64	274.4	53
Zr-02	7	102	1.04	0.39914	0.00593	0.05409	0.00070	0.00136	0.87	341.0	97
Zr-03	4	96	0.52	0.28047	0.00435	0.03986	0.00052	0.00073	0.84	251.0	104
Zr-04	10	237	0.47	0.32606	0.00478	0.04011	0.00052	0.00078	0.88	286.6	45
Zr-05	78	218	0.86	4.16793	0.05244	0.30080	0.00378	0.01051	1.00	1667.7	104
Zr-06	7	172	0.65	0.28060	0.00499	0.03943	0.00053	0.00088	0.76	251.1	93
Zr-07	3	73	0.41	0.28225	0.00722	0.03979	0.00061	0.00134	0.60	252.4	96
Zr-08	10	246	0.56	0.28341	0.00388	0.03907	0.00050	0.00063	0.93	253.4	79
Zr-09	25	620	0.40	0.28124	0.00375	0.03928	0.00050	0.00060	0.95	251.6	88
Zr-10	9	246	0.65	0.26011	0.00581	0.03435	0.00050	0.00124	0.65	234.8	53
Zr-11	4	89	0.38	0.34052	0.00547	0.04681	0.00062	0.00079	0.82	297.6	93
Zr-12	11	240	0.85	0.28102	0.00408	0.03837	0.00049	0.00069	0.88	251.5	73
Zr-13	28	512	0.75	0.34437	0.00454	0.04792	0.00060	0.00059	0.95	300.5	104
Zr-14 core	3	57	0.41	0.34556	0.00611	0.04747	0.00064	0.00089	0.76	301.4	93
Zr-14 rim	1	28	0.37	0.36774	0.00879	0.04336	0.00066	0.00152	0.64	318.0	42
Zr-15	16	394	0.36	0.29673	0.00642	0.03983	0.00058	0.00117	0.67	263.8	68

Zircon grain	Concentrations (ppm)				Isotopic ratios				Ages (Ma)			
	[Pb]	[U]	[Th]	[U]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1 \sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\pm 1 \sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	$\pm 1 \sigma$	ρ	Concordance (%)
Zr-16	9	213	0.62	0.62	0.28210	0.00473	0.03934	0.00052	0.05202	0.00083	0.79	87
Zr-17	22	522	0.44	0.44	0.28883	0.00372	0.03956	0.00050	0.05296	0.00058	0.98	77
Zr-18	21	433	0.28	0.28	0.34451	0.00495	0.04778	0.00061	0.05230	0.00068	0.89	101
Zr-19	12	223	0.90	0.90	0.32664	0.00432	0.04567	0.00057	0.05188	0.00059	0.94	103
Zr-20	8	167	0.48	0.48	0.33370	0.00492	0.04673	0.00060	0.05180	0.00069	0.87	107
Zr-21	6	136	0.49	0.49	0.28258	0.00452	0.03879	0.00051	0.05285	0.00079	0.82	76
Zr-22	9	240	0.51	0.51	0.23816	0.00357	0.03365	0.00043	0.05134	0.00070	0.85	83
Zr-23	91	1701	0.76	0.76	0.33549	0.00415	0.04643	0.00058	0.05242	0.00054	0.99	96
Zr-24	8	170	0.85	0.85	0.28281	0.00634	0.03953	0.00058	0.05190	0.00117	0.65	89
Zr-25	3	48	0.91	0.91	0.35450	0.00660	0.04593	0.00063	0.05598	0.00102	0.74	64
Zr-26	3	61	0.52	0.52	0.36026	0.00633	0.04707	0.00064	0.05552	0.00094	0.77	69
Zr-27	4	73	0.43	0.43	0.33083	0.00653	0.04603	0.00064	0.05214	0.00101	0.70	99
Zr-28	28	721	0.30	0.30	0.27554	0.00367	0.03918	0.00050	0.05102	0.00059	0.96	103
Zr-29	6	113	0.55	0.55	0.32429	0.00500	0.04547	0.00059	0.05174	0.00073	0.84	105
Zr-30	2	49	0.52	0.52	0.32453	0.00648	0.04368	0.00061	0.05389	0.00106	0.70	75
Zr-31	95	5077	0.35	0.35	0.15530	0.00193	0.01772	0.00022	0.06356	0.00065	1.00	16
Zr-32	16	381	0.54	0.54	0.27848	0.00363	0.04015	0.00051	0.05031	0.00056	0.97	121
Zr-33	20	463	0.57	0.57	0.27928	0.00367	0.03998	0.00051	0.05067	0.00057	0.97	112
Zr-34	1	37	0.33	0.33	0.29638	0.00650	0.03902	0.00056	0.05111	0.00121	0.65	59
Zr-35	34	766	0.74	0.74	0.28156	0.00356	0.03980	0.00050	0.05132	0.00054	0.99	99
Zr-36	13	239	0.95	0.95	0.31817	0.00431	0.04412	0.00056	0.05232	0.00061	0.94	93
Zr-37	59	1127	0.70	0.70	0.34074	0.00427	0.04706	0.00059	0.05252	0.00054	0.99	96
Zr-38	30	751	0.31	0.31	0.27991	0.00361	0.03930	0.00050	0.05166	0.00056	0.99	92
Zr-39	2	61	0.36	0.36	0.28923	0.00533	0.03897	0.00053	0.05383	0.00096	0.74	68
Zr-40	4	95	0.54	0.54	0.27963	0.00485	0.03941	0.00053	0.05148	0.00085	0.78	95
Zr-41	6	165	0.47	0.47	0.24861	0.00358	0.03564	0.00046	0.05060	0.00065	0.90	101
Zr-42	9	262	0.61	0.61	0.23706	0.00367	0.03205	0.00042	0.05366	0.00076	0.85	57
Zr-43	22	515	0.59	0.59	0.28283	0.00368	0.03921	0.00050	0.05233	0.00057	0.98	83
Zr-44	1	34	0.38	0.38	0.29517	0.00686	0.03979	0.00059	0.05381	0.00126	0.64	69
Zr-45	4	88	0.57	0.57	0.27878	0.00469	0.03945	0.00053	0.05127	0.00081	0.80	99
Zr-46	28	723	0.43	0.43	0.28159	0.00419	0.03781	0.00049	0.05403	0.00073	0.87	64
Zr-47	5	127	0.56	0.56	0.28440	0.00471	0.03901	0.00052	0.05288	0.00082	0.80	76
Zr-48	4	111	0.44	0.44	0.28649	0.00513	0.03929	0.00054	0.05290	0.00091	0.77	77
Zr-49	6	158	0.45	0.45	0.27810	0.00434	0.03940	0.00052	0.05120	0.00073	0.85	100
Zr-50	3	55	0.39	0.39	0.33280	0.00561	0.04522	0.00061	0.05339	0.00085	0.80	83
Zr-51	11	244	0.63	0.63	0.29327	0.00443	0.03933	0.00051	0.05409	0.00074	0.86	66
Zr-52	12	279	0.58	0.58	0.27871	0.00534	0.04033	0.00056	0.05014	0.00093	0.72	127
Zr-53	10	192	0.59	0.59	0.36429	0.00526	0.04707	0.00061	0.05614	0.00072	0.90	65
Zr-54	7	151	0.53	0.53	0.31235	0.00473	0.04349	0.00057	0.05210	0.00071	0.87	95
Zr-55	6	114	0.42	0.42	0.33701	0.00519	0.04776	0.00063	0.05118	0.00072	0.86	121
Zr-56	11	278	0.54	0.54	0.28652	0.00459	0.03617	0.00048	0.05746	0.00085	0.83	45
Zr-57	8	197	0.65	0.65	0.27316	0.00395	0.03718	0.00048	0.05329	0.00068	0.89	69

Zircon grain	Concentrations (ppm)					Isotopic ratios					Ages (Ma)						
	[Pb]	[U]	[Th]		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		ρ	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$				
			[U]	[Th]		$\pm 1\sigma$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\pm 1\sigma$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$					
Zr 58	3	79	0.41	0.28054	0.00524	0.04001	0.00055	0.05087	0.00091	0.74	251.1	4.2	252.9	3.4	234.8	41.0	108
Zr 59	3	71	0.48	0.29086	0.00593	0.03860	0.00055	0.05467	0.00110	0.70	259.2	4.7	244.1	3.4	398.7	44.1	61
Zr 60	18	454	0.33	0.28215	0.00432	0.03992	0.00052	0.05127	0.00071	0.85	252.4	3.4	252.3	3.3	253.0	31.6	100
Zr 61	11	283	0.45	0.28049	0.00437	0.03942	0.00052	0.05161	0.00073	0.85	251.0	3.5	249.3	3.2	268.3	32.3	93
Zr 62	16	481	0.52	0.22794	0.00330	0.03119	0.00041	0.05031	0.00068	0.91	208.5	2.7	198.0	2.5	329.6	28.7	60
Zr 63	35	830	0.63	0.28381	0.00373	0.03935	0.00050	0.05231	0.00057	0.97	253.7	3.0	248.8	3.1	299.2	24.8	83
Zr 64	7	178	0.36	0.28229	0.00530	0.03936	0.00055	0.05203	0.00094	0.74	252.5	4.2	248.8	3.4	286.8	40.9	87
Zr 65	20	421	0.50	0.28223	0.00383	0.03962	0.00051	0.05168	0.00060	0.95	245.4	3.0	250.5	3.2	271.1	26.3	92
Zr 66	5	121	0.44	0.27799	0.00432	0.03948	0.00052	0.05108	0.00072	0.85	249.1	3.4	249.6	3.2	244.3	32.2	102
Zr 67	6	157	0.42	0.28173	0.00483	0.03954	0.00054	0.05169	0.00083	0.80	252.0	3.8	250.0	3.3	271.6	36.5	92
Zr 68	3	72	0.41	0.28150	0.00560	0.03952	0.00056	0.05167	0.00100	0.71	251.9	4.4	249.5	3.5	271.0	43.8	92
Zr 69	5	108	0.56	0.34091	0.00518	0.04739	0.00062	0.05218	0.00071	0.86	297.9	3.9	298.5	3.8	293.4	30.9	102
Zr 70	4	69	0.57	0.34555	0.00583	0.04725	0.00064	0.05305	0.00084	0.80	301.4	4.4	297.6	3.9	331.1	35.3	90
Zr 71	6	166	0.54	0.23918	0.00514	0.03768	0.00049	0.05151	0.00110	0.68	217.7	4.2	213.5	3.1	263.8	48.2	81
Zr 72	20	484	0.40	0.28489	0.00381	0.04011	0.00052	0.05153	0.00058	0.97	254.5	3.0	253.5	3.2	264.6	25.6	96
Zr 73	4	102	0.55	0.28189	0.00498	0.03929	0.00054	0.05205	0.00089	0.78	252.2	3.9	248.4	3.3	287.7	37.8	86
Zr 74	2	38	0.61	0.43319	0.00773	0.05627	0.00077	0.05584	0.00095	0.77	365.4	5.5	352.9	4.7	445.8	36.9	79
Zr 75	4	97	0.50	0.28506	0.00453	0.04007	0.00053	0.05161	0.00075	0.83	254.7	3.6	253.3	3.3	268.0	33.0	95
Zr 76	3	71	0.51	0.28851	0.00525	0.03987	0.00056	0.05248	0.00089	0.77	257.4	4.1	252.1	3.5	306.5	38.1	82
Zr 77	11	300	0.40	0.25709	0.00373	0.03669	0.00049	0.05082	0.00062	0.92	232.3	3.0	232.3	3.1	232.6	27.8	100
Zr 78	16	470	0.35	0.24021	0.00333	0.03425	0.00046	0.05088	0.00057	0.97	218.6	2.7	217.1	2.8	235.2	25.8	92
Zr 79	11	272	0.66	0.32800	0.00499	0.03684	0.00050	0.06458	0.00085	0.89	288.0	3.8	233.2	3.1	760.6	27.6	31
Zr 80	10	198	0.47	0.34356	0.00492	0.04809	0.00064	0.05182	0.00082	0.93	299.9	3.7	302.8	4.0	277.6	27.0	109
Zr 81	25	618	0.37	0.28579	0.00387	0.04033	0.00054	0.05120	0.00055	0.99	255.2	3.1	254.9	3.3	258.6	24.6	99
Zr 82	8	183	0.73	0.26858	0.00431	0.03732	0.00051	0.05220	0.00074	0.85	241.6	3.5	236.2	3.2	294.0	32.0	80
Zr 83	23	531	0.60	0.28821	0.00392	0.03933	0.00052	0.05316	0.00058	0.97	257.2	3.1	248.7	3.2	335.4	24.4	74
Zr 84	4	132	0.72	0.19151	0.00351	0.02849	0.00040	0.04876	0.00083	0.77	177.9	3.0	181.1	2.5	136.5	39.6	133
Zr 85	15	347	0.56	0.31723	0.00452	0.03973	0.00053	0.05792	0.00068	0.94	279.8	3.5	251.1	3.3	526.4	26.0	48
Zr 86	8	149	0.49	0.36366	0.00526	0.05032	0.00068	0.05243	0.00063	0.93	314.9	3.9	316.5	4.2	304.0	27.3	104
Zr 87	8	204	0.43	0.26879	0.00408	0.03767	0.00051	0.05175	0.00068	0.89	241.7	3.3	238.4	3.2	274.5	29.7	87
Zr 88	12	354	0.69	0.23981	0.00342	0.03222	0.00043	0.05399	0.00064	0.94	218.3	2.8	204.4	2.7	370.4	26.5	55
Zr 89	43	1054	0.46	0.28170	0.00381	0.03937	0.00052	0.05190	0.00056	0.98	252.0	3.0	249.0	3.3	280.8	24.4	89
Zr 90	19	476	0.33	0.28646	0.00394	0.03927	0.00052	0.05291	0.00059	0.96	255.8	3.1	248.3	3.3	324.8	25.0	76
Zr 91	11	315	0.53	0.24862	0.00362	0.03356	0.00045	0.05374	0.00066	0.92	225.5	2.9	212.8	2.8	359.9	27.4	59
Zr 92	10	264	0.49	0.25647	0.00380	0.03602	0.00049	0.05164	0.00065	0.92	231.8	3.1	228.1	3.0	269.6	28.5	85
Zr 93	7	146	0.50	0.34800	0.00511	0.04804	0.00065	0.05254	0.00065	0.92	303.2	3.9	302.5	4.0	309.1	27.9	98
Zr 94	18	456	0.63	0.26438	0.00369	0.03638	0.00049	0.05271	0.00060	0.97	238.2	3.0	230.4	3.0	316.1	25.7	73
Zr 95	3	83	0.43	0.29376	0.00550	0.03833	0.00055	0.05559	0.00098	0.77	261.5	4.3	242.5	3.4	435.8	38.4	56
Sample LP 100																	
Zr 02 core	12	271	1.23	0.24778	0.00380	0.03537	0.00044	0.05083	0.00074	0.81	233.0	33.5	224.0	2.8	224.8	3.1	96
Zr 02 rim	6	173	0.58	0.25659	0.00451	0.03363	0.00043	0.05534	0.00096	0.73	425.9	37.7	213.2	2.7	231.9	3.6	50
Zr 03	6	143	0.98	0.23992	0.00459	0.03428	0.00045	0.05077	0.00097	0.69	230.2	43.7	217.3	2.8	218.4	3.8	94

Zircon grain	Concentrations (ppm)				Isotopic ratios				Ages (Ma)			
	[Pb]	[U]	[Th]	[U]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
					$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$	$\pm 1 \sigma$	Concordance (%)
Zr-05	4	100	0.62	0.62	0.25005	0.00514	0.03503	0.00047	0.05178	0.00108	0.65	80
Zr-06	14	314	1.14	1.14	0.27050	0.00409	0.03439	0.00043	0.05705	0.00084	0.83	44
Zr-07	16	362	1.24	1.24	0.24540	0.00388	0.00047	0.00527	0.05254	0.00116	0.65	69
Zr-08	3	69	0.46	0.46	0.24410	0.00617	0.03502	0.00050	0.05056	0.00132	0.56	101
Zr-09	5	134	0.62	0.62	0.24181	0.00440	0.03439	0.00044	0.05100	0.00093	0.70	90
Zr-10	3	75	0.52	0.52	0.25405	0.00502	0.03495	0.00048	0.05272	0.00102	0.70	70
Zr-11	5	123	0.77	0.77	0.23395	0.00410	0.03527	0.00047	0.04811	0.00080	0.76	213
Zr-12	13	246	2.17	2.17	0.25305	0.00405	0.03447	0.00045	0.05324	0.00079	0.82	64
Zr-13	11	260	1.16	1.16	0.24437	0.00393	0.03476	0.00046	0.05100	0.00076	0.82	92
Zr-14	6	151	0.72	0.72	0.24632	0.00389	0.03487	0.00046	0.05123	0.00075	0.84	88
Zr-15	12	296	1.10	1.10	0.24620	0.00359	0.03441	0.00044	0.05189	0.00068	0.88	78
Zr-16	8	180	1.31	1.31	0.25104	0.00400	0.03344	0.00044	0.05445	0.00081	0.83	54
Zr-17	4	107	0.64	0.64	0.24590	0.00501	0.03448	0.00048	0.05173	0.00104	0.68	80
Zr-18	9	213	0.96	0.96	0.29512	0.00437	0.03267	0.00042	0.06552	0.00089	0.87	26
Zr-19	5	129	0.73	0.73	0.24751	0.00388	0.03482	0.00045	0.05155	0.00075	0.82	83
Zr-20	7	192	0.70	0.70	0.24800	0.00403	0.03464	0.00045	0.05194	0.00079	0.80	78
Zr-21	4	117	0.58	0.58	0.24585	0.00442	0.03408	0.00046	0.05232	0.00091	0.75	72
Zr-22	6	155	0.85	0.85	0.24722	0.00392	0.03485	0.00045	0.05145	0.00076	0.81	85
Zr-23	4	102	0.59	0.59	0.24851	0.00422	0.03490	0.00046	0.05165	0.00083	0.78	82
Zr-24	5	141	0.69	0.69	0.24476	0.00477	0.03484	0.00047	0.05096	0.00097	0.69	92
Zr-25	12	278	1.05	1.05	0.24181	0.00353	0.03506	0.00045	0.05002	0.00066	0.88	113
Zr-26	8	190	0.86	0.86	0.24341	0.00381	0.03518	0.00045	0.05019	0.00073	0.82	109
Zr-27	4	117	0.62	0.62	0.24771	0.00500	0.03472	0.00048	0.05175	0.00103	0.68	80
Zr-28	6	157	0.76	0.76	0.24802	0.00443	0.03479	0.00047	0.05171	0.00089	0.76	81
Zr-29	11	258	1.31	1.31	0.24523	0.00405	0.03459	0.00045	0.05142	0.00080	0.79	84
Zr-30	7	180	0.97	0.97	0.25509	0.00408	0.03549	0.00046	0.05213	0.00078	0.81	77
Zr-31	6	147	0.55	0.55	0.24299	0.00348	0.03497	0.00044	0.05041	0.00065	0.88	104
Zr-32	6	162	0.68	0.68	0.24342	0.00360	0.03482	0.00045	0.05071	0.00068	0.87	97
Zr-33	8	177	0.87	0.87	0.29208	0.00496	0.03768	0.00050	0.05623	0.00091	0.78	52
Zr-34	5	130	0.56	0.56	0.24334	0.00358	0.03493	0.00045	0.05053	0.00067	0.88	101
Zr-35	8	200	0.69	0.69	0.24298	0.00341	0.03497	0.00044	0.05041	0.00063	0.90	104
Zr-36	5	123	0.57	0.57	0.25795	0.00384	0.03704	0.00047	0.05051	0.00068	0.85	107
Zr-37	5	125	0.63	0.63	0.24059	0.00363	0.03517	0.00045	0.04962	0.00068	0.85	126
Zr-38	9	207	0.94	0.94	0.25087	0.00352	0.03507	0.00044	0.05189	0.00064	0.89	79
Zr-39 core	5	124	0.63	0.63	0.25565	0.00375	0.03497	0.00045	0.05303	0.00070	0.88	67
Zr-39 rim	4	125	0.70	0.70	0.23703	0.00362	0.03117	0.00040	0.05516	0.00077	0.84	47
Zr-40	6	149	0.62	0.62	0.24408	0.00351	0.03489	0.00044	0.05075	0.00065	0.88	96
Zr-41	5	131	0.67	0.67	0.25889	0.00390	0.03694	0.00047	0.05084	0.00070	0.84	100
Zr-42	5	135	0.70	0.70	0.24820	0.00364	0.03479	0.00044	0.05175	0.00069	0.86	80
Zr-43	7	185	0.59	0.59	0.25597	0.00352	0.03477	0.00044	0.05340	0.00064	0.92	64
Zr-44	5	122	0.83	0.83	0.24514	0.00382	0.03486	0.00045	0.05101	0.00073	0.83	92
Zr-45	7	165	0.74	0.74	0.25940	0.00370	0.03657	0.00047	0.05146	0.00066	0.90	89

Zircon grain	Concentrations (ppm)			Isotopic ratios				Ages (Ma)									
	[Pb]	[U]	[Th] [U]	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$		$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$		$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$							
				$\pm 1\sigma$	ρ	$\pm 1\sigma$	ρ	$\pm 1\sigma$	ρ								
Zr 86	284	897	0.17	5.10487	0.06342	0.30310	0.00378	0.12217	0.00125	1.00	1988.1	18.1	1706.7	18.7	1836.9	10.6	86
Zr 87	156	388	0.13	7.01172	0.08724	0.38724	0.00483	0.13134	0.00135	1.00	2116.0	17.9	2110.0	22.5	2112.9	11.1	100
Zr 88	10	213	0.93	0.29702	0.00422	0.03866	0.00049	0.05573	0.00071	0.89	441.4	27.5	244.5	3.1	264.1	3.3	55
Zr 89	15	350	0.95	0.24908	0.00367	0.03439	0.00044	0.05254	0.00070	0.87	308.8	30.0	218.0	2.8	225.8	3.0	71
Zr 90	9	229	0.65	0.24198	0.00352	0.03509	0.00045	0.05002	0.00065	0.88	195.8	30.0	222.4	2.8	220.0	2.9	114
Zr 91	9	216	0.59	0.25810	0.00379	0.03539	0.00045	0.05291	0.00070	0.87	324.8	29.7	224.2	2.8	233.1	3.1	69
Zr 92	7	171	0.72	0.24260	0.00396	0.03504	0.00046	0.05022	0.00077	0.80	205.4	35.0	222.0	2.9	220.5	3.2	108
Zr 93	10	243	0.67	0.24318	0.00367	0.03424	0.00044	0.05151	0.00071	0.85	263.8	31.2	217.1	2.8	221.0	3.0	82
Zr 94	7	157	0.69	0.26374	0.00410	0.03773	0.00049	0.05070	0.00073	0.84	227.2	32.8	238.8	3.0	237.7	3.3	105
Zr 95	9	213	0.63	0.26612	0.00397	0.03859	0.00050	0.05003	0.00068	0.87	196.2	31.2	244.1	3.1	239.6	3.2	124
Zr 96	6	126	0.57	0.28484	0.00472	0.03949	0.00052	0.05232	0.00082	0.79	299.4	35.1	249.7	3.2	254.5	3.7	83
Zr 97	7	163	0.60	0.25918	0.00405	0.03619	0.00047	0.05195	0.00075	0.83	283.1	32.6	229.2	2.9	234.0	3.3	81
Zr 98	9	194	0.64	0.27076	0.00393	0.03894	0.00050	0.05044	0.00066	0.88	215.5	29.8	246.2	3.1	243.3	3.1	114
Zr 99	14	294	1.12	0.26921	0.00378	0.03831	0.00049	0.05097	0.00063	0.91	239.5	28.3	242.4	3.0	242.1	3.0	101
Zr 100	10	237	0.64	0.27158	0.00417	0.03670	0.00048	0.05369	0.00076	0.85	357.8	31.6	232.3	3.0	244.0	3.3	65
Zr 101	9	224	0.74	0.25568	0.00381	0.03651	0.00047	0.05080	0.00069	0.86	231.8	30.9	231.2	2.9	231.2	3.1	100
Zr 102	9	208	0.65	0.27387	0.00392	0.03870	0.00049	0.05133	0.00066	0.88	255.9	29.1	244.8	3.1	245.8	3.1	96
Zr 103	7	161	0.60	0.27157	0.00467	0.03759	0.00050	0.05240	0.00086	0.77	303.1	36.9	237.9	3.1	244.0	3.7	78
Zr 104	11	251	0.67	0.27005	0.00402	0.03742	0.00048	0.05236	0.00071	0.86	301.1	30.5	236.8	3.0	242.7	3.2	79

Note: Concordance refers to the $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ age versus $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$ age.
ppm – parts per million; σ – standard deviation; ρ – error correlation.

Note: Concordance refers to the $\frac{^{206}Pb}{^{238}U}$ age versus $\frac{^{207}Pb}{^{235}U}$ age.

ppm — parts per million; σ — standard deviation; ρ — error correlation.

Annexe 6. Analyses géochronologiques – Chine du Sud

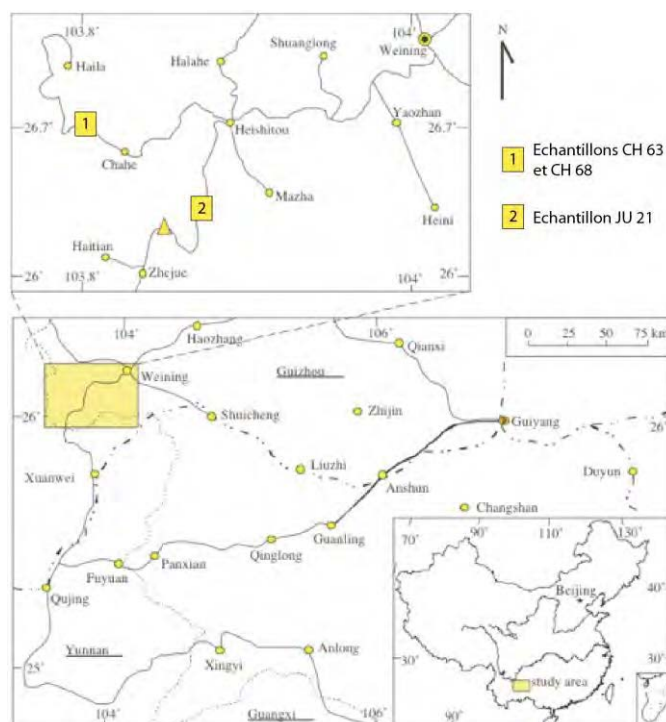


Figure 1. Localisation des échantillons datés (carte tirée de Peng Y. et al., 2006). Les échantillons proviennent de la coupe de Chahe (rectangle 1) et de Juicai (rectangle 2).

Table 1. Detection Limits and maximal depositional ages.

Sample	Number analyses ⁽¹⁾	of	LD ₁ (%)		LD ₃ (%)		N	Youngest mean cluster age (Ma)	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	MSWD
			$p_L = 0,5$	$p_L = 0,95$	$p_L = 0,5$	$p_L = 0,95$				
Chahe										
CH 68	35		2	8	8	15	20	250,7 ± 1,8		1,3
CH 63	13		5	21	20	41	12	250,2 ± 1,8		0,43
Juicai										
JU 21	40		2	7	7	13	17	250,7 ± 1,5		1,13

1: concordant analyses ($\geq 90\%$, $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ age versus $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ age). LD₁ et LD₃: Detection limits for 1 and 3 grains, respectively. p_L : probability level assigned to the detection limits. N: number of analyses included in the weighted mean age calculation. MSWD: Mean Square of Weighted Deviates.

1: concordant analyses ($\geq 90\%$, $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$ age versus $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$ age). LD₁ et LD₃: Detection limits for 1 and 3 grains, respectively. p_L : probability level assigned to the detection limits. N: number of analyses included in the weighted mean age calculation. MSWD: Mean Square of Weighted Deviates.

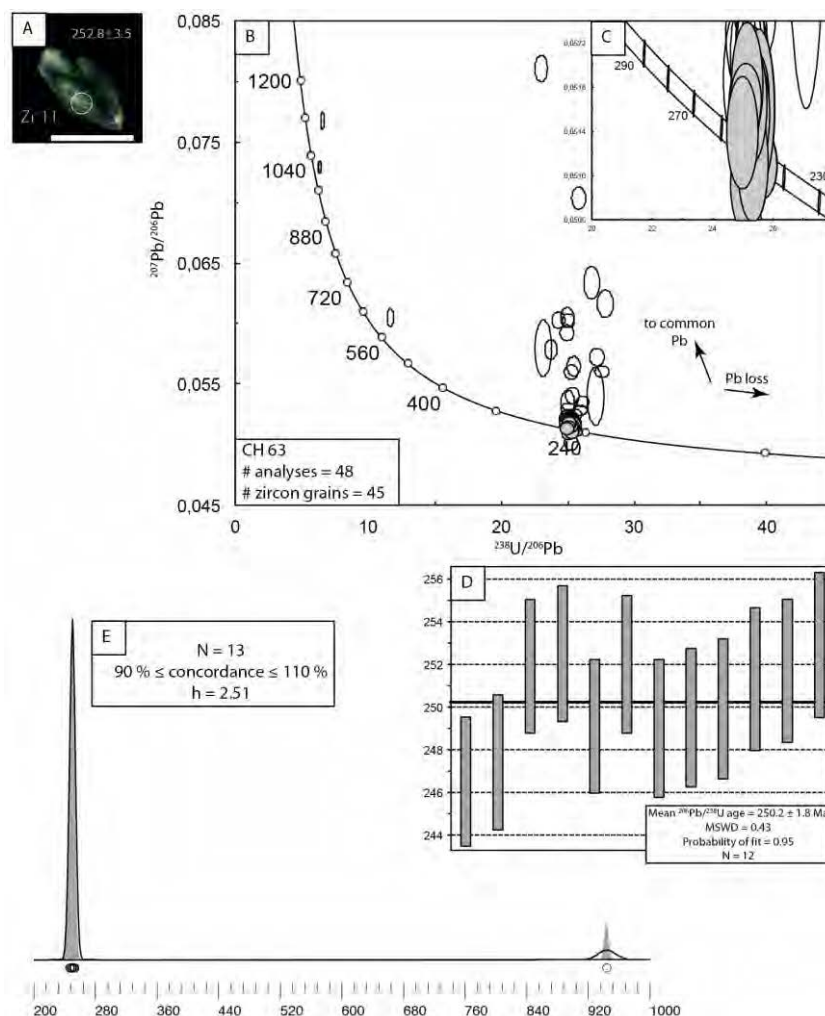


Figure 2. Analyses géochronologiques de l'échantillon CH 63.

A. Image en cathodoluminescence d'un zircon représentatif. La barre d'échelle mesure 100 μm . Le cercle ($\varnothing = 25 \mu\text{m}$) indiquent l'emplacement échantillonné par ablation laser. L'incertitude est donnée à 1 σ .

B. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg. Les ellipses sont dessinées à 1 σ .

C. Digramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses sont dessinées à 1 σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt. L'ellipse en pointillée correspond à un artefact probable.

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1 σ .

E. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

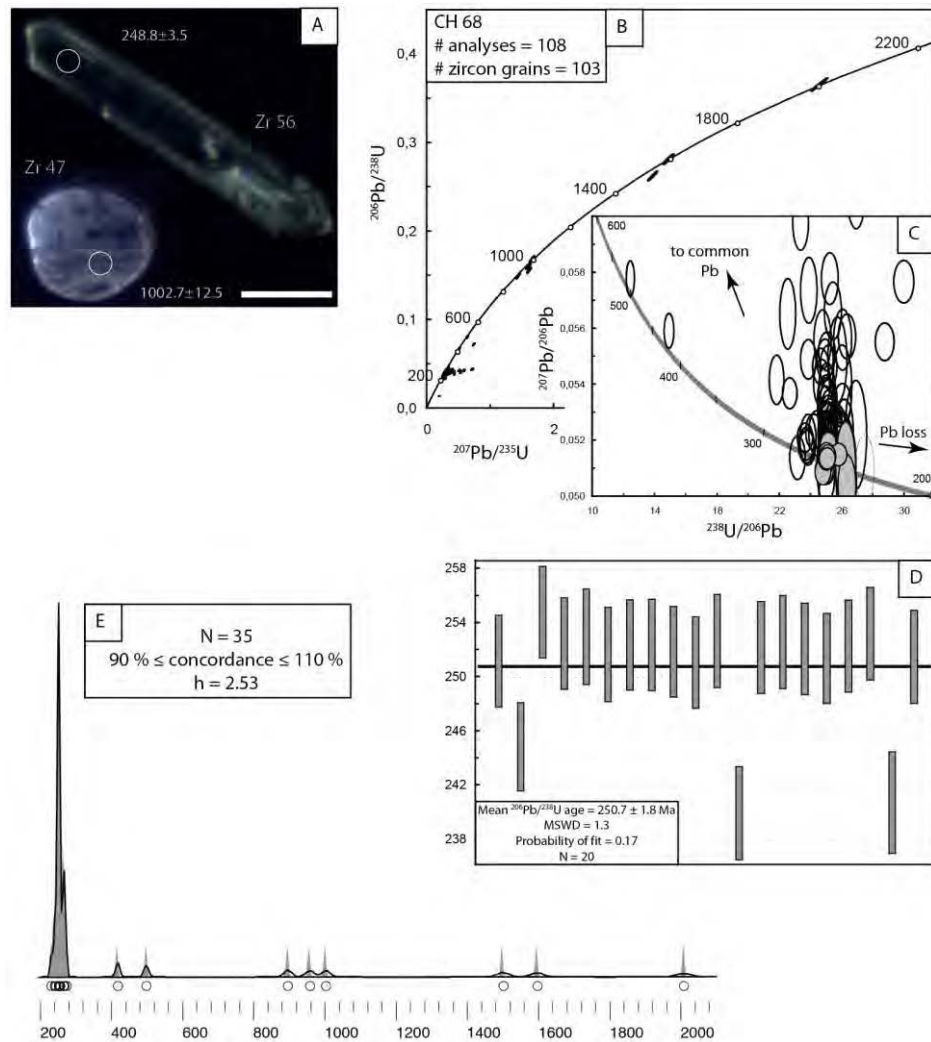


Figure 3. Analyses géochronologiques de l'échantillon CH 68.

A. Image en cathodoluminescence de deux zircons appartenant à deux populations différentes. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 25 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Wetherill. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Diagramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt. L'ellipse en pointillée correspond à un artefact probable.

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.

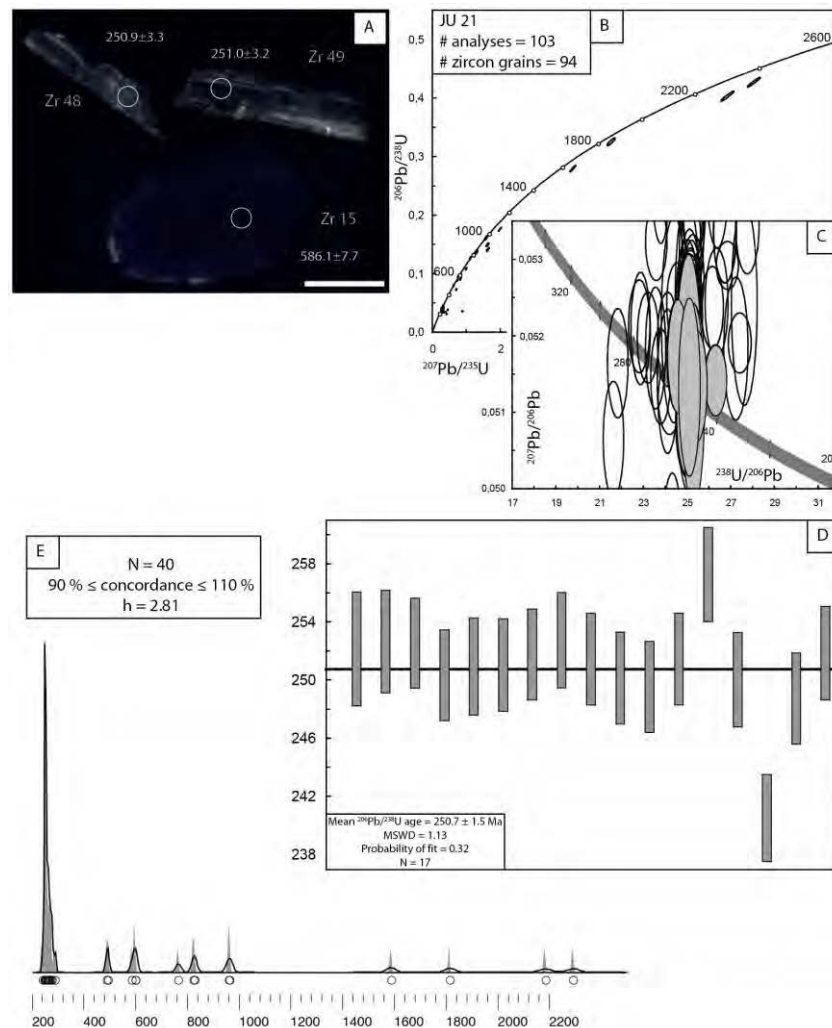


Figure 4. Analyses géochronologiques de l'échantillon JU 21.

A. Image en cathodoluminescence de trois zircons appartenant à des populations différentes. La barre d'échelle mesure 100 μm . Les cercles ($\varnothing = 25 \mu\text{m}$) indiquent les emplacements échantillonnés par ablation laser. Les incertitudes sont données à 1σ .

B. Diagramme Concordia Wetherill. Les ellipses sont dessinées à 1σ .

C. Digramme Concordia Tera-Wasserburg focalisé sur les analyses les plus jeunes. Les ellipses sont dessinées à 1σ , les ellipses grisées correspondent aux analyses utilisées pour calculer l'âge maximum de dépôt. L'ellipse en pointillée correspond à un artefact probable.

D. Age maximum de dépôt, calculé comme l'âge moyen pondéré $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ du cluster d'analyses le plus jeune. N : nombre d'analyses incluses dans le calcul. Les boîtes sont dessinées à 1σ .

E. Estimation par noyau (KDE, noyau gaussien, zone grisée) et fonction de densité de probabilité (PDP, ligne noire). h : « bande » utilisée pour l'estimation par noyau.